

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I



**INVERSIÓN DEL TENSOR SÍSMICO DE TERREMOTOS
SUPERFICIALES A DISTANCIAS REGIONALES**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Simone Cesca

Bajo la dirección de la doctora

Elisa Buforn Peiró

Madrid, 2006

ISBN: 978-84-669-2782-6

© Simone Cesca, 2005

INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO SÍSMICO DE TERREMOTOS SUPERFICIALES A DISTANCIAS REGIONALES

Tesis doctoral



Simone Cesca

Directora: Prof. Elisa Bufoñ Peiró
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid
2005

AGRADECIMIENTOS

La realización de esta tesis ha estado posible gracias a la ayuda y el apoyo de muchas personas: cada una de ellas ha aportado algo importante y diferente, que me ha permitido llegar hasta aquí.

En primer lugar, se agradece al Departamento de Geofísica y Meteorología de la Universidad Complutense de Madrid, donde se ha realizado esta investigación, por aportar todos los medios utilizados en estos años y por el buen ambiente de trabajo.

Quiero agradecer a mi directora de tesis, Prof. Elisa Buform, por haber guiado mi investigación en estos años, por su disponibilidad, sus consejos y sugerencias, y por su apoyo durante la conclusión del trabajo.

También quiero agradecer al Prof. Dr. Torsten Dahm, de la Universidad de Hamburgo (Alemania), por su continua disponibilidad y su interés en mi trabajo: gracias a él, mis estancias de investigación en Hamburgo han sido a la vez productivas y agradables.

Se agradecen al Dr. Frank Krüger y a Dirk Rössler, de la Universidad de Potsdam (Alemania), por las útiles discusiones sobre la inversión del tensor momento sísmico.

Quiero agradecer a Carmen López y en general al Instituto Geográfico Nacional, al Real Observatorio e Instituto de la Armada de San Fernando (Cádiz) y al Instituto Cartográfico de Cataluña, por la disponibilidad y por facilitar los registros sísmicos de sus estaciones.

Durante la instalación de la red temporal TEDESE, he tenido la oportunidad de colaborar con muchas personas que quiero agradecer: gracias a Jesús Quijano del ROA (Cádiz) y a Kurt Wylegalla del GFZ (Potsdam, Alemania). Quisiera incluir un saludo especial en recuerdo del Prof. Günter Bock: fue un gran placer conocerle.

Esta tesis doctoral se ha realizado con la financiación de una beca FPU del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte de España (AP2000-3603) y parte gracias a los proyectos TEDESE (REN2000-0777-C02-01) y ERSE (REN2003-05178-C03-01), que han proporcionado los datos sísmicos utilizados.

Quisiera agradecer a todos los amigos del Departamento. Con ellos he compartido tantos momentos bonitos en estos años en Madrid, desde las horas de trabajo hasta el fútbol del viernes. Gracias a Ana, Belen, Quique, Victor, Lucia, Irene, Gianluca, Carmen, Tatiana, Dani, Beatriz, Juanvi, Marta, Elsa, Paco, Teresa, Carlos, Alicia, Gregg..., gracias a Lucia y Salva, por su disponibilidad y simpatía..., gracias a Isabel por su amistad y por acompañarme en tantas campañas.

Gracias a Eleonora, Carsten, Martin, Daniela y todos los amigos de la Universidad de Hamburgo, por haberme acogido y haber hecho muy agradables y divertidas mis estancias en esa bonita ciudad.

Muchas gracias a todos los que me han acompañado en estos años, los que han sido mi familia en Madrid: Pau, Lola, Dulce, Esther, Rie, Fernando y todos los compañeros de Flor Baja. Nunca olvidaré el tiempo pasado con ellos.

Gracias también a Angel, Alicia, Alvaro y Eduardo (y Eugenia, Victoria, Luis, Julita...). Gracias por haberme acogido con tanto cariño, por haberme cuidado y por vuestra amistad (y que decir de las memorables comidas del domingo!).

Vorrei ringraziare la mia famiglia e specialmente i miei genitori. La costanza e la fiducia necessarie per portare a termine questa ricerca sono solo due dei tanti insegnamenti che devo loro. Grazie per non avermi mai fatto mancare il vostro affetto, nonostante la lontananza. Ringrazio tutta la mia famiglia, da Toti e Angelo fino a Giacomo e Giulio (per il momento, gli ultimi arrivati): é facile stare lontani, quando si ha la certezza di un rifugio accogliente dove poter tornare!

Gracias Amaya por todo lo que me has dado y por estos años en Madrid. Hace mucho del día en que llegué pedaleando para vivir en Madrid. Ahora nos espera un futuro lleno de aventura: sea donde sea nuestro próximo destino, estoy feliz de que sea contigo!

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	12
2.1 Introducción al problema directo	12
2.2 Representación de la fuente sísmica	13
2.3 Funciones de Green	17
2.3.1 Introducción	17
2.3.2 Funciones de Green para un medio homogéneo	18
2.3.3 Funciones de Green en un medio estratificado	21
2.4 El método de reflectividad	24
2.5 El tensor momento sísmico	27
2.5.1 Introducción	27
2.5.2 Tensor momento sísmico para una fuente genérica	28
3. SOLUCIÓN DEL PROBLEMA DIRECTO	36
3.1 Determinación de funciones de Green	36
3.1.1 Parámetros del modelo	36
3.1.2 Algoritmos utilizados	41
3.1.3 Algoritmo para la representación de las funciones de Green	46
3.2 Obtención de los desplazamientos	55
3.2.1 Algoritmo para el cálculo de los desplazamientos	55
3.3 Test sintéticos: descripción	57
3.3.1 Variación del modelo de Tierra	59
3.3.2 Variación del mecanismo focal	62

3.3.3 Variación del porcentaje de CLVD	62
3.3.4 Variación de la profundidad de la fuente	63
3.4 Resultados	63
3.4.1 Variación del mecanismo focal, M1, h=10km, %CLVD=0	65
3.4.2 Variación del modelo de Tierra, h=10km, SS, %CLVD=0	67
3.4.3 Variación de la profundidad de la fuente, M1, SS, %CLVD=0	69
3.4.4 Variación del porcentaje de CLVD, M1, h=10km, R'	71
3.4.5 Conclusiones	73
4. SOLUCIÓN DEL PROBLEMA INVERSO	75
4.1 Tipologías de inversión del tensor momento sísmico	76
4.1.1 Inversión en dominio de tiempo y de frecuencia	77
4.1.2 Selección del tipo de solución: doble par y CLVD	78
4.1.3 Linealidad de la inversión	79
4.2 Algoritmo de inversión	80
4.2.1 Fases previas a la inversión	81
4.2.2 Algoritmo mtinvers	84
4.3 Estudio de la estabilidad del método de inversión	85
4.3.1 Estudio de casos teóricos	85
4.3.2 Variación del modelo de Tierra	88
4.3.3 Variación de la profundidad de la fuente, M2 y M3, $\Delta t=0.5s$	95
4.3.4 Variación de la función temporal de la fuente, M2 y M3, h=10km	101
4.3.5 Comparación entre inversión en dominio de tiempo y frecuencias	106
4.3.6 Cobertura acimutal	110
4.4 Conclusiones de los test teóricos	119
5. APLICACIÓN A TERREMOTOS DE ESPAÑA	122
5.1 Terremoto de Gérgal (4/2/2002)	124
5.1.1 Registros utilizados	124
5.1.2 Modelos de Tierra y funciones de Green	128
5.1.3 Parámetros de la inversión	130
5.1.4 Resultados de la inversión	132
5.1.5 Conclusiones	147
5.1.6 Comparación con otras soluciones	149

5.2 Terremoto de Alborán (18/2/2003)	153
5.2.1 Registros utilizados	154
5.2.2 Modelos de Tierra y funciones de Green	156
5.2.3 Parámetros de la inversión	158
5.2.4 Resultados de la inversión	158
5.2.5 Variación de la STF	164
5.3 Terremoto del Ripollés (26/2/2003)	166
5.3.1 Registros utilizados	166
5.3.2 Modelos de Tierra y funciones de Green	169
5.3.3 Parámetros de la inversión	170
5.3.4 Resultados de la inversión	171
5.3.5 Variación de la STF	175
5.4 Terremoto del Ripollés (21/9/2004)	177
5.4.1 Registros utilizados	177
5.4.2 Modelos de Tierra y funciones de Green	180
5.4.3 Parámetros de la inversión	180
5.4.4 Resultados de la inversión	181
5.4.5 Variación de la STF	184
5.5 Base de datos de funciones de Green	186
5.5.1 Introducción	186
5.5.2 Aproximación de las funciones de Green	188
5.5.3 Definición de la malla	192
5.5.4 Algoritmos para la generación de la base de datos	193
5.5.5 Utilización de la base de datos	194
5.5.6 Aplicación al terremoto de Gérgal	196
5.5.7 Desarrollos futuros	198
5.6 Conclusiones	199
 6. CONCLUSIONES	 205
 APÉNDICES	 210
Apéndice A	210
Apéndice B	214
Apéndice C	216

Apéndice D	220
Apéndice E	222
Apéndice F	248
Apéndice G	260
Apéndice H	271
BIBLIOGRAFÍA	283

1. Introducción

La inversión del tensor momento sísmico permite determinar las características del mecanismo focal de un terremoto, lo que tiene una gran relevancia a la hora de estudiar la sismicidad de una determinada región y sus implicaciones sismotectónicas.

En el pasado se han desarrollado diversas técnicas que permiten determinar, mediante el ajuste entre datos observados y teóricos, las componentes del tensor momento sísmico (Gilbert y Dziewonski, 1975; Dziewonski et al., 1981; Sipkin, 1986; Koch, 1991; Dahm, 1993; Dreger y Helmberger, 1993; Ritsema y Lay, 1993; Nabelek y Xia, 1995; Thio y Kanamori, 1995). Estas técnicas de inversión presentan características diferentes. Algunos métodos obtienen los sismogramas como suma de la contribución de cada rayo (a.e., Helmberger, 1968), otros se basan en la suma de los modos (Harvey, 1981; Panza, 1985). Finalmente hay otros, como el que se utiliza en este estudio, que se basan en la integración sobre los números de onda o las lentitudes. Esta metodología es la base del método de reflectividad descrito por Müller (1985), que permite utilizar

modelos de Tierra estratificados en capas horizontales y tiene la ventaja de determinar los sismogramas completos, es decir tanto las ondas internas como las superficiales.

Otro aspecto importante del proceso de inversión es la selección de las fases de las ondas sísmicas que se utilizan: algunas técnicas se centran en la reproducción de las ondas internas, P o S, mientras que otras utilizan los datos de las ondas superficiales. La mayoría de estos métodos se basan en la comparación de ventanas de desplazamientos en el dominio temporal. En este estudio se utilizan solo las ondas P y S. Una característica importante, que le diferencia de la mayoría de los demás métodos de inversión, es la aplicación de la inversión en el dominio de frecuencias (Dahm, 1993). Esto quiere decir que, en lugar de ajustar los desplazamientos en el dominio temporal, se ajustan los espectros de amplitudes que se obtienen a partir de estos sismogramas.

La metodología desarrollada se ha aplicado al estudio de terremotos superficiales ocurridos en España y registrados a distancias regionales ($\Delta < 350\text{km}$). La ventaja de este método es que utiliza en el proceso de inversión solo las ondas internas y por tanto es posible aplicarlo al caso de terremotos ocurridos a profundidades mayores, aunque no es el objeto de este estudio. Otra ventaja es que permite introducir diferentes modelos de Tierra, por lo que puede aplicarse al estudio de terremotos que ocurren en diferentes regiones geográficas, con una estructura cortical diferente a la de España.

La obtención del tensor momento sísmico para los terremotos superficiales en España es de gran importancia debido a las características de la sismicidad en esta región: predominancia de sismos superficiales, con una profundidad inferior a los 35km, y magnitud pequeña o moderada ($M_w < 5$), y que por tanto solo se registran a distancias regionales ($\Delta < 350\text{km}$). La mayor tasa de sismicidad se observa en el sur de España y en el mar de Alborán (a.e., Buforn et al., 1995; Jimenez-Munt y Negredo, 2003). Otra región de interés sísmico es la región pirenaica, que presenta una actividad sísmica con terremotos de magnitud moderada y focos superficiales (Souriau y Pauchet, 1998).

Coca (1999) realizó el primer estudio sobre inversión del tensor momento sísmico a distancias regionales aplicado al caso de terremotos de España, pero solo en el caso de terremotos a profundidades intermedias. Posteriormente, Stich et al. (2003) desarrollaron un método para la obtención de las componentes del tensor momento sísmico: este método se basa en la inversión de ondas superficiales y por tanto no es válido para sismos a profundidades intermedias. De allí el interés del método que aquí se presenta. Por otra parte, en algunos catálogos existentes, como los de Harvard (Dziewonski y Woodhouse, 1983), del ETHZ (Braunmiller et al., 2002) o de la red MEDNET (Pondrelli et al., 2002), solo ofrecen soluciones para el tensor momento sísmico relativo a los terremotos de magnitud $M_w \geq 4.5$, ya que utilizan datos sísmicos procedentes de estaciones más

lejanas de los epicentros. Por otra parte estos métodos son válidos para una primera inversión, pero no corresponden a un estudio detallado. Así, por ejemplo, el CMT no tiene resolución para terremotos con profundidad inferior a 15km.

Gracias a la instalación en los últimos años de un creciente número de estaciones sísmicas de banda ancha en la península Ibérica, se dispone hoy de un número suficiente de estaciones y buena cobertura azimutal siendo posible realizar la inversión.

La inversión del tensor momento sísmico en el caso de terremotos superficiales es particularmente delicada, ya que para estos terremotos los desplazamientos resultan fuertemente influenciados por la estructura de la corteza. Parámetros del modelo, como la profundidad del foco y la definición de un número variable de capas para definir la estructura cortical, producen cambios importantes en las características de los desplazamientos. Esto a su vez influye en la capacidad del método de inversión de determinar correctamente la configuración del tensor momento sísmico. Por otra parte, la solución al problema inverso siempre presenta una cierta ambigüedad. A fin de analizar estas soluciones en términos de la estabilidad y calidad de las mismas, se ha realizado un estudio detallado de situaciones teóricas. Este paso, previo a la aplicación de la metodología a los datos observados, permite una mejor interpretación de los resultados.

La tesis está dividida en seis capítulos, descritos brevemente a continuación, y una serie de apéndices, en los que se han incluido gráficas, resultados y aclaraciones que complementan el texto.

Después de esta breve introducción, el capítulo 2 se plantea la definición de los fundamentos teóricos del estudio del mecanismo focal de los terremotos, mediante la descripción de los modelos que permiten representar los fenómenos físicos que se producen durante un terremoto. Se presenta la formulación para describir la fuente sísmica, y se introduce el concepto de tensor momento sísmico. El método de reflectividad, que es el que se utiliza en este estudio, permite deducir las ecuaciones que dan cuenta de la propagación de las ondas en un medio estratificado. De esta forma se pueden determinar las funciones de Green y, sucesivamente, los desplazamientos teóricos.

El capítulo 3 está dedicado a la solución del problema directo y consta de dos fases. En la primera se describen la metodología y los algoritmos para la determinación de las funciones de Green, a partir de la definición de un modelo de Tierra estratificado en capas horizontales. El segundo paso consiste en la obtención de los desplazamientos teóricos, lo que requiere también la introducción de un modelo de la fuente sísmica.

En este capítulo se ha incluido un breve estudio sobre las características que presentan las funciones de Green y los desplazamientos teóricos calculados, cuando se hacen variar los distintos parámetros que definen el modelo. Estas variaciones van desde el caso más sencillo de un modelo de Tierra definido por un semiespacio homogéneo, hasta un modelo mas complicado introduciendo

distintas capas y gradientes, con particular atención en lo que se refiere a la estructura cortical. Por otro lado se estudian las características de los desplazamientos obtenidos cuando se hace variar la profundidad de la fuente sísmica en el rango de valores de interés en el caso de terremotos superficiales. Siempre en referencia a las características de la fuente sísmica, se comparan los resultados obtenidos para distintos mecanismos focales tanto para un modelo de doble par como para modelos de no doble par, introduciendo el término desviatorio.

La solución del problema inverso, es decir la determinación de las componentes del tensor momento sísmico a partir de los desplazamientos, se estudia en el capítulo 4. En primer lugar se describe la metodología y los algoritmos utilizados para resolver la inversión, que permiten obtener el tensor momento sísmico a partir de las funciones de Green teóricas y de los datos observados. A continuación se muestran los resultados de un conjunto de pruebas que se han realizado en situaciones teóricas, antes de aplicar el método al caso de datos observados. La finalidad de estas pruebas teóricas consiste en evaluar las posibles inestabilidades del método de inversión y en aislar los parámetros que pueden resultar fuentes de errores.

En particular se toman en consideración errores relativos al modelo de Tierra utilizado, como por ejemplo la definición de una errónea estratificación de la corteza. Por otro lado, se estudian los efectos producidos por la descripción incorrecta de las características de la fuente sísmica, con particular atención a parámetros como la profundidad del foco o la duración de la función temporal de la fuente. El conjunto de inversiones en situaciones teóricas se complementa con los resultados que se obtienen al reducir progresivamente el número de estaciones sísmicas utilizadas, en vista de la aplicación del método al caso de terremotos caracterizados por una mala cobertura acimutal. Por último se comparan los resultados obtenidos por dos distintas metodologías de inversión, la que se lleva a cabo comparando los desplazamientos en el dominio temporal y la que ajusta los espectros de amplitudes, y se justifica el uso de este segundo método.

En el capítulo 5 se presentan los resultados de la inversión del tensor momento sísmico a cuatro terremotos superficiales ocurridos en España entre 2002 y 2004: el terremoto de Gérgal (4/2/2002), el de Alborán (19/2/2003) y dos terremotos ocurridos en la región del Ripollés (26/2/2003 y 21/9/2004), todos ellos de magnitud inferior o igual a 5.0.

Para cada terremoto, se presentan los datos sísmicos disponibles, y se seleccionan los modelos más adecuados para calcular las funciones de Green. A continuación se muestran de forma detallada los resultados relativos a la inversión del tensor momento sísmico y las distintas pruebas efectuadas, variando las características del modelo de Tierra, de la profundidad de la fuente sísmica y de otros parámetros que definen el modelo.

Los resultados obtenidos se comparan con las soluciones obtenidas por otros autores y métodos de inversión. También se comprueba el ajuste de las polaridades, lo que ofrece una estimación alternativa de la calidad de la solución.

En la última parte del capítulo 5 se introduce la definición de bases de datos de funciones de Green, explicando la metodología propuesta y los algoritmos desarrollados para generar y utilizar funciones de Green aproximadas. Este procedimiento resulta muy útil para reducir el tiempo de cálculo que es necesario para llevar a cabo estudios de inversiones mediante el procedimiento clásico. Se incluye, a título de ejemplo, una aplicación de la base de datos al caso de un terremoto observado, el de Gérgal, cuyo estudio de inversión detallado se lleva a cabo en el capítulo anterior.

En el capítulo 6 se presentan las conclusiones del estudio llevado a cabo. Se discuten los resultados obtenidos, sea en referencia a las pruebas teóricas, que a la aplicación a datos observados.

El texto se complementa con ocho apéndices.

El apéndice A está dedicado al desarrollo completo de las ecuaciones que describen el método de reflectividad.

El apéndice B incluye algunos ejemplos de los ficheros utilizados para la generación de las funciones de Green y de los sismogramas sintéticos, tratados en el capítulo 3.

En el apéndice C se muestran los sismogramas correspondientes a todos los casos teóricos estudiado en la resolución del problema directo (capítulo 3).

El apéndice D está dedicado a los algoritmos desarrollados para la determinación de los tiempos de llegada, que se han utilizado para la representación de las polaridades de las primeras llegadas.

Los demás apéndices, de E a H, están dedicados respectivamente a los cuatro terremotos que se han estudiado en el capítulo 6. Para cada terremoto se muestra la solución, o las soluciones, determinadas mediante el proceso de inversión del tensor momento sísmico. Sucesivamente, para cada una de las estaciones utilizadas, se muestran los desplazamientos observados y los desplazamientos teóricos asociados a la solución obtenida.

2. Fundamentos teóricos

2.1 Introducción al problema directo

La determinación del desplazamiento en la superficie de la Tierra debido a la ocurrencia de un terremoto corresponde a la resolución de un problema directo que, a partir de las características de la fuente sísmica y del medio recorrido por las ondas sísmicas generadas, calcula el movimiento producido en otro punto del medio.

Un terremoto es normalmente un proceso muy rápido durante el cual se liberan los esfuerzos acumulados en una región de la Tierra que se define como región focal. La ruptura y el deslizamiento se propagan rápidamente sobre la superficie de falla, generando ondas sísmicas elásticas alrededor de la región focal. La radiación producida no es uniforme y se puede definir un patrón de radiación dependiente de la orientación del plano de fractura y de la dirección de deslizamiento.

Por otro lado en un medio complejo y no homogéneo, en el que los parámetros reológicos varían, como es el caso de la Tierra, las ondas sísmicas se propagan de forma compleja debiendo considerarse las posibles reflexiones y refracciones en las diferentes superficies de discontinuidad.

El cálculo de las componentes del desplazamiento depende tanto del mecanismo focal de la fuente sísmica como de la estructura del medio recorrido por las ondas generadas en el terremoto. Una representación de este tipo permite separar los efectos debidos a la fuente sísmica, que se definirá mediante la introducción del tensor momento sísmico, de los efectos relacionados con la estructura de la Tierra, representada utilizando las funciones de Green.

Para comparar los desplazamientos teóricos generados a partir de un modelo que representa la fuente sísmica con los registros sísmicos, faltará considerar un término instrumental, que define la respuesta del sismómetro utilizado, y que es un término conocido.

2.2 Representación de la fuente sísmica

Una forma de representar la fuente sísmica es la que describe el mecanismo focal mediante un sistema de fuerzas equivalentes, cuyos efectos son análogos a los producidos por el terremoto estudiado. Las fuerzas equivalentes se aplican en la región focal, que tiene un volumen V_0 y está delimitada por una superficie Σ (figura 2.1).

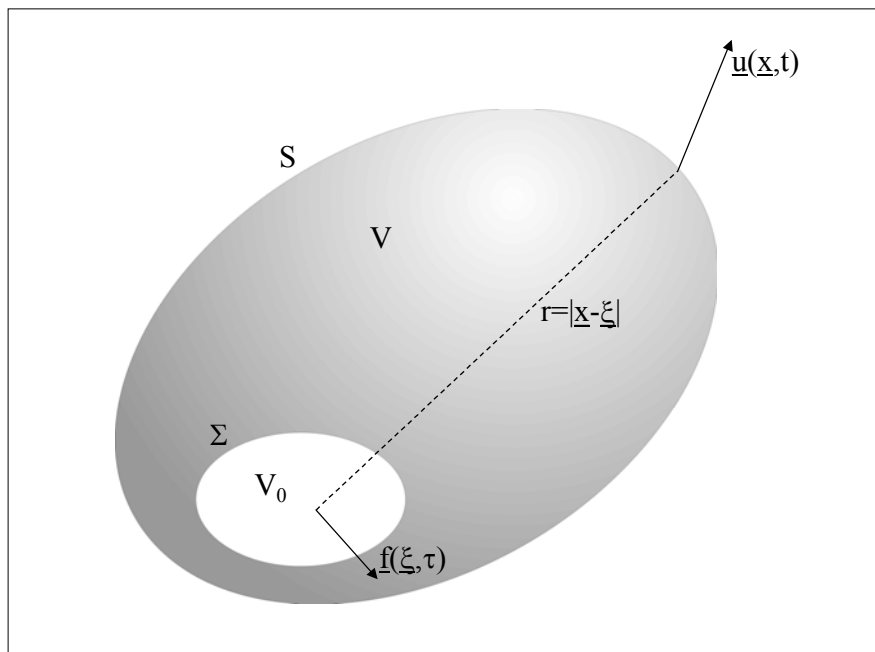


Fig. 2.1 Desplazamiento $\underline{u}(\underline{x}, t)$ en la superficie S de un medio de volumen V . Las fuerzas equivalentes \underline{f} se aplican en la región focal V_0 , delimitada por la superficie Σ (Udías, 1999).

El sistema de fuerzas equivalentes $f(\underline{x}, t)$ debe cumplir las condiciones definidas por las ecuaciones 2.1 y 2.2, que expresan respectivamente las condiciones de resultante nula en la región focal y de momento nulo alrededor de un eje arbitrario k en la misma región:

$$\int_{V_0} f(\underline{x}, t) dV = 0, \quad (2.1)$$

$$\int_{V_0} f(\underline{x}, t) \times k dV = 0. \quad (2.2)$$

El cumplimiento de estas condiciones hace que $f(\underline{x}, t)$ sea un sistema de fuerzas en equilibrio, que se puede representar mediante la introducción de un potencial tensorial como :

$$f(\underline{x}, t) = -\nabla m(\underline{x}, t). \quad (2.3)$$

El potencial tensorial $m(\underline{x}, t)$ se denomina tensor densidad de momento sísmico.

Considérese ahora un volumen V exterior a la región focal delimitado por una superficie S (figura 2.1), donde se estudia el desplazamiento producido por el terremoto. Para mayor claridad se utilizarán el sistema de coordenadas (ξ, τ) para referirse a la región focal y el sistema de coordenadas (\underline{x}, t) para la superficie exterior S .

El desplazamiento en la superficie S , debido al sistema de fuerzas equivalente en la región V_0 , se expresa mediante el teorema de Betti (Udías, 1999):

$$U_n(\underline{x}, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{V_0} f_i G_{in} dV + \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{\Sigma} [G_{in} \sigma_i - u_i c_{ijkl} G_{kn,l} n_j] dS + \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_S [G_{in} \sigma_i - u_i c_{ijkl} G_{kn,l} v_j] dS. \quad (2.4)$$

En la expresión anterior U representa el desplazamiento en la superficie S , u el desplazamiento en la región focal, f las fuerzas de volumen, σ los esfuerzos, G las funciones de Green, n el vector normal a la superficie de la región focal, v el vector normal a la superficie S y c un tensor dependiente de los parámetros elásticos del medio. Las funciones de Green se definen como las respuestas del medio a fuerzas impulsivas. El teorema de Betti es valido para una representación de la Tierra como medio sólido, elástico e infinito.

La integral sobre la superficie S se anula asumiendo que las condiciones de contorno sobre la superficie S sean homogéneas y que las funciones de Green sean continuas a través de las superficies S y Σ .

Por otro lado, una ulterior simplificación se obtiene considerando nulas las fuerzas de volumen en la región focal: esto implica que también la integral sobre V_0 resulte nula.

El teorema de Betti con estas hipótesis resulta simplificado en la siguiente ecuación:

$$U_n(\underline{x}, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{\Sigma} [G_{in} \sigma_i - u_i C_{ijkl} G_{kn,l} n_j] dS. \quad (2.5)$$

Una representación realista de la fuente sísmica es la que se describe mediante una fractura en el plano de falla. Las dos superficies de la fractura se mueven una respecto a la otra a causa de la distribución de esfuerzos en la región focal, como mostrado en la figura 2.2.

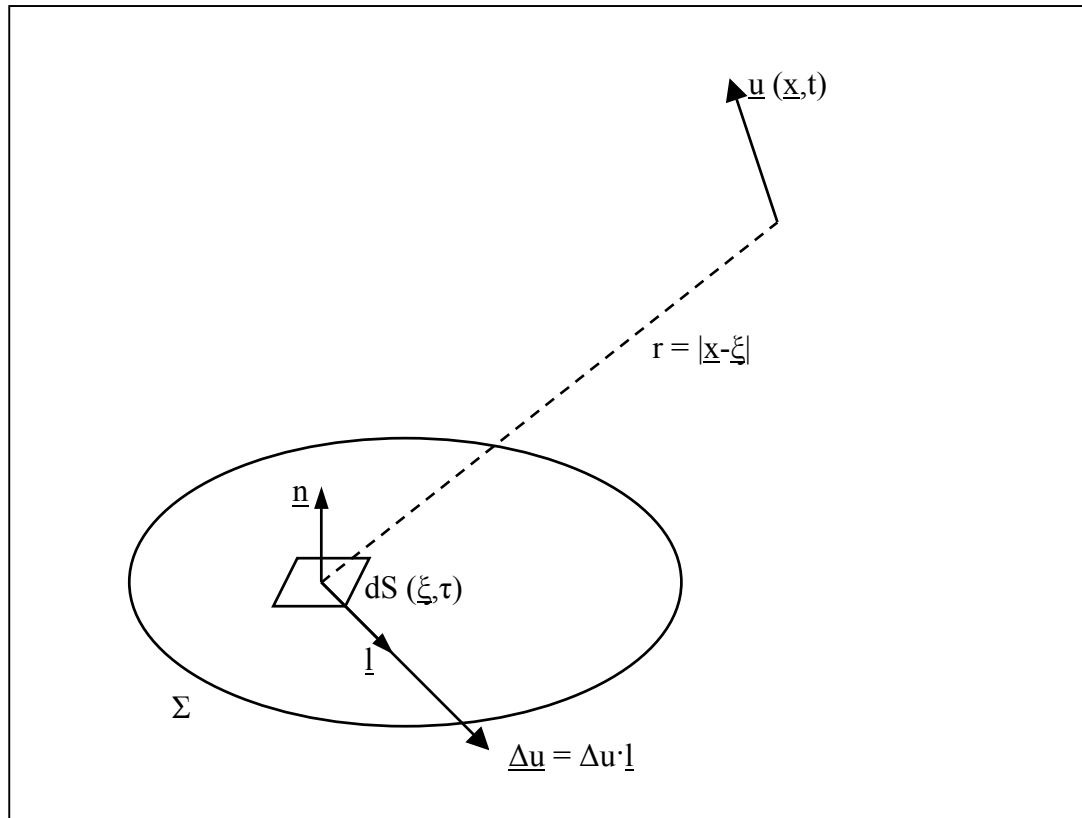


Fig. 2.2 Una fractura o dislocación Δu en una superficie Σ y el desplazamiento $\underline{u}(\underline{x}, t)$ en un medio infinito a una distancia r de la fuente (Udías, 1999).

Por tanto, las condiciones de contorno en una región focal así definida resultan en la continuidad de los esfuerzos y discontinuidad de los desplazamientos a través del plano de falla.

Si se llama Δu a la dislocación, es decir la variación en el desplazamiento entre los dos lados de la fractura, y \underline{n} el vector normal a la fractura en cada punto, se puede volver a escribir la ecuación 2.5 en la nueva forma:

$$U_n(\underline{x}, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{\Sigma} [\Delta u(\underline{\zeta}, \tau) C_{ijkl} G_{kn,l}(\underline{x}, t; \underline{\zeta}, \tau) n_j(\underline{\zeta}) dS]. \quad (2.6)$$

Como caso particular, considérese un medio isótropo de coeficientes λ y μ . Sea Σ una superficie plana de normal \underline{n} y deslizamiento constante cuya dirección sea definida por el vector unitario \underline{l} . La ecuación anterior toma la forma:

$$U_n(\underline{x}, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{\Sigma} [\Delta u(\underline{\zeta}, \tau) [\lambda l_k n_k \delta_{ij} + \mu (l_i n_j + l_j n_i)]] G_{ni,j}(\underline{x}, t; \underline{\zeta}, \tau) dS]. \quad (2.7)$$

Se puede definir el tensor densidad de momento sísmico como (Udías, 1999):

$$m_{ij} = C_{ijkl} \Delta u_k n_l, \quad (2.8)$$

que en el caso particular propuesto anteriormente, se expresa como:

$$m_{ij} = \Delta u [\lambda l_k n_k \delta_{ij} + \mu (l_i n_j + l_j n_i)]. \quad (2.9)$$

El tensor momento sísmico toma la forma

$$M_{ij} = \int_V m_{ij} dV, \quad (2.10)$$

es un tensor simétrico y en consecuencia tiene solo 6 componentes independientes.

La expresión del desplazamiento U , en función del tensor densidad de momento sísmico es la siguiente:

$$U_n(\underline{x}, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{\Sigma} [m_{kl}(\underline{\zeta}, \tau) G_{kn,l}(\underline{x}, t; \underline{\zeta}, \tau) dS], \quad (2.11)$$

equivalente a la ecuación 2.6.

A partir de esta ecuación y aplicando la aproximación de foco puntual podemos escribir la ecuación general que describe el desplazamiento en función del tensor momento sísmico y de las funciones de Green, separando los efectos del mecanismo focal de los del medio:

$$U_n(\underline{x}, t) = M_{ij} * G_{ni,j}. \quad (2.12)$$

En esta formulación el desplazamiento se obtiene como la convolución entre el tensor momento sísmico, cuya formulación es expresada a continuación en la ecuación 2.12 y la derivada de las funciones de Green.

2.3 Funciones de Green

2.3.1 Introducción

Considérese la expresión 2.11 obtenida en el párrafo anterior, según la cual:

$$U_n(\underline{x}, t) = M_{ij}(t) * G_{ni,j}(t) \quad (2.13)$$

que expresa el desplazamiento como convolución entre el tensor momento sísmico y las derivadas de las funciones de Green.

Las derivadas de las funciones de Green se pueden expresar de la forma siguiente:

$$\frac{\partial}{\partial \zeta_k} G_{ij}(\underline{x}, t, \underline{\zeta}, \tau) = \frac{\partial G_{ij}}{\partial x_l} \frac{\partial x_l}{\partial \zeta_k} + \frac{\partial G_{ij}}{\partial t} \frac{\partial t}{\partial \zeta_k} \quad (2.14)$$

en la que la derivada de la función de Green se representa como la suma de dos términos, el primero relativo a la componente de campo cercano y el segundo a la de campo lejano (Dahm, 1993; Dahm, 1996; Bruhn, 2003). Despreciando el primer término, que disminuye mas rápidamente que el segundo conforme aumenta la distancia, la relación anterior puede volver a escribirse como:

$$\frac{\partial}{\partial \zeta_k} G_{ij}(\underline{x}, t, \underline{\zeta}, \tau) \approx \dot{G}_{ij} s_k \quad (2.15)$$

En la expresión 2.15 se ha introducido la notación s_k , para indicar el término de lentitud, definido como el inverso de una velocidad. Este parámetro se define explícitamente como:

$$s_k = \frac{\partial t}{\partial \zeta_k} \quad (2.16)$$

En las hipótesis anteriores que incluyen el solo término de campo lejano, Sipkin (1982) representa la ecuación 2.13 en una nueva forma:

$$U_i(\underline{x}, t) = M_{jk} * G_{ij,k} = \dot{M}_l * g_{il} = m_l * g_{il} \quad (2.17)$$

que tiene en cuenta la propiedad de la convolución según la cual, dadas dos funciones $f(t)$ y $g(t)$, se cumple:

$$\dot{f}(t) * g(t) = f(t) * \dot{g}(t) \quad (2.18)$$

En la ecuación 2.17 los términos m_i son las derivadas de las componentes del tensor momento sísmico, que no deben confundirse con las componentes del tensor densidad de momento sísmico, utilizando la notación:

$$\left\{ \begin{array}{ll} m_1 = \dot{M}_{11} & m_4 = \dot{M}_{13} \\ m_2 = \dot{M}_{12} & m_5 = \dot{M}_{23} \\ m_3 = \dot{M}_{22} & m_6 = \dot{M}_{33} \end{array} \right\}, \quad (2.19)$$

g_{il} son las funciones de Green, representadas ahora por minúsculas siguiendo la notación usual. Resultan seis funciones de Green ($l=1..6$) por cada componente del desplazamiento i ($i=1..3$).

2.3.2 Funciones de Green para un medio homogéneo

Las funciones de Green representan la solución de la ecuación del movimiento para una fuerza impulsiva en el tiempo y en el espacio. Antes de considerar modelos de Tierra estratificados en capas de características distintas, se considerará el caso simplificado de un medio infinito, homogéneo e isótropo.

Para un medio isótropo las funciones de Green pueden determinarse como solución de la ecuación:

$$\rho \ddot{G}_{ij} - (\lambda + \mu) G_{ik,kj} - \mu G_{ij,kk} = \delta(\underline{x}) \delta(t) \delta_{ij} \quad (2.20)$$

En términos de las velocidades de las ondas P y S, a las que se hace referencia como α y β , esto equivale a la ecuación:

$$\ddot{G}_{ij} - \alpha^2 \nabla (\nabla \cdot G_{ij}) + \beta^2 \nabla \times (\nabla \times G_{ij}) = \frac{1}{\rho} \delta(\underline{x}) \delta(t) \delta_{ij} \quad (2.21)$$

A partir de la ecuación 2.21 se puede deducir la siguiente expresión para las funciones de Green para el campo lejano (Udías, 1999):

$$4\pi\rho G_{np}(\underline{x}, t; \underline{\zeta}, 0) = \gamma_n \gamma_p \frac{\delta(t-r/\alpha)}{\alpha^2 r} + (-\gamma_n \gamma_p + \delta_{np}) \frac{\delta(t-r/\beta)}{\beta^2 r} \quad (2.22)$$

donde α y β son las velocidades de las ondas P y S, ρ es la densidad y γ_n son los cosenos directores. El primer término corresponde a una onda esférica expansiva P de movimiento longitudinal, mientras que el segundo término representa la onda S de movimiento transversal.

La ecuación 2.17 puede utilizarse para obtener los patrones de radiación para una fuente genérica definida mediante el tensor momento sísmico.

En consecuencia, si por ejemplo se quiere estudiar el patrón de radiación en el caso de una fractura de cizalla, descrita por un mecanismo focal de puro doble par (en este caso en el plano definido por los ejes 1 y 3), se obtiene:

$$\begin{aligned} 4\pi\rho u_n(\underline{x}, t) &= 4\pi\rho M_0 \left(G_{n1} \frac{\partial T}{\partial \zeta_3} + G_{n3} \frac{\partial T}{\partial \zeta_1} \right) = \\ &= 2\gamma_n \gamma_1 \gamma_3 \frac{M_0 \delta(t-r/\alpha)}{\alpha^3 r} + (-2\gamma_n \gamma_1 \gamma_3 + \delta_{n1} \gamma_3 + \delta_{n3} \gamma_1) \frac{M_0 \delta(t-r/\beta)}{\beta^3 r}, \end{aligned} \quad (2.23)$$

donde los dos términos a la derecha se refieren respectivamente a las ondas P y S, dependiendo explícitamente de los patrones de radiación. El término M_0 representa el momento sísmico escalar, y será definido con mas detalle en el párrafo dedicado al tensor momento sísmico.

Si se expresan los cosenos directores mediante las coordenadas esféricas, definidas mediante los vectores unitarios \hat{r} , $\hat{\theta}$ y $\hat{\phi}$, se obtienen las expresiones para el desplazamiento debido a las ondas P y S (Udías, 1999):

$$u^P = \sin 2\theta \cos \phi \hat{r} \frac{M_0 \delta(t-r/\alpha)}{4\pi\rho\alpha^3 r}, \quad (2.24)$$

$$u^S = (\cos 2\theta \cos \phi \hat{\theta} - \cos \theta \sin \phi \hat{\phi}) \frac{M_0 \delta(t-r/\beta)}{4\pi\rho\beta^3 r}. \quad (2.25)$$

En la figura 2.3 se representan estos resultados mostrando un esquema de los patrones de radiación para las ondas internas. En las figuras de arriba se muestran los patrones de las ondas P y S relativos al plano vertical, mientras que en la figura de abajo se representan las esferas focales.

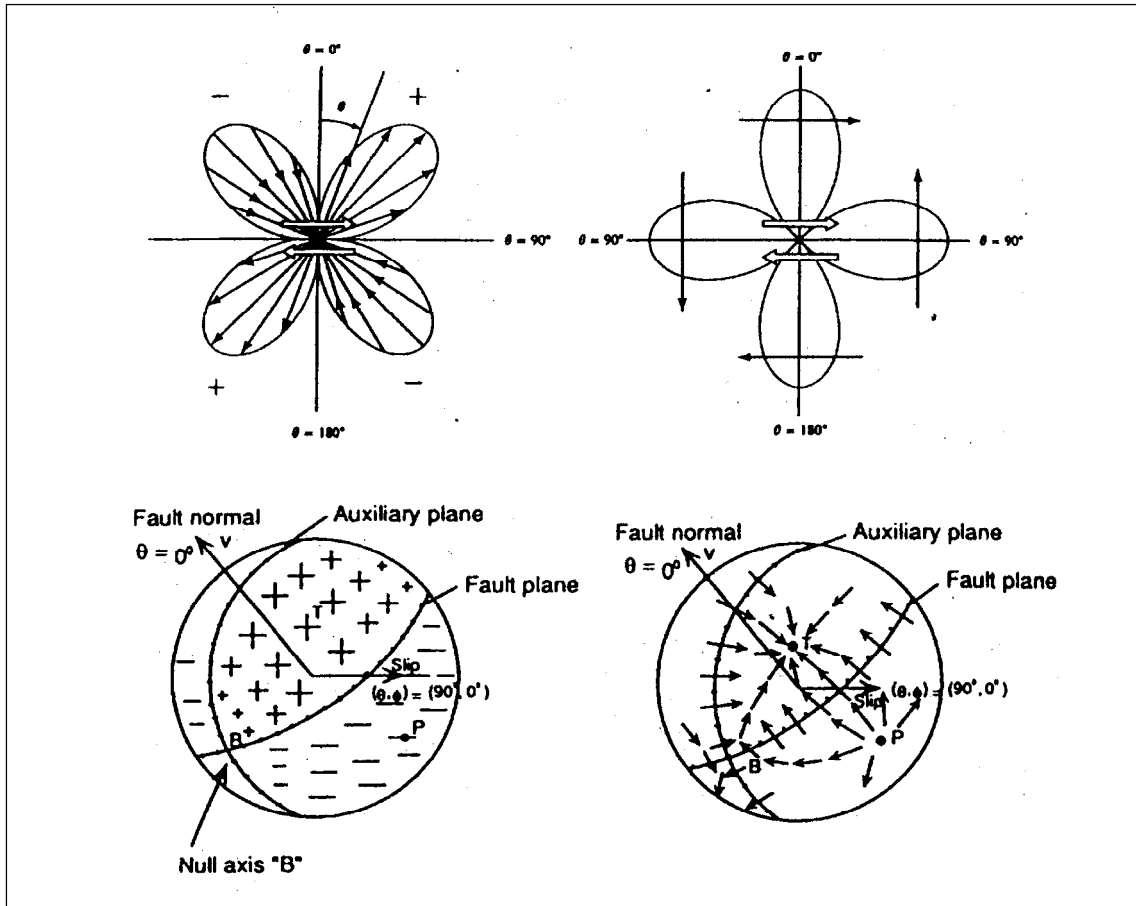


Fig. 2.3 Patrón de radiación para el campo lejano de las ondas internas (Dahm et al., 2004): esquema del patrón de radiación en el plano vertical para las ondas P (arriba a la izquierda) y para las ondas S (arriba a la derecha), esfera focal para las ondas P (abajo a la izquierda) y para las ondas S (abajo a la derecha).

En el caso de las ondas P la esfera focal resulta dividida en cuatro cuadrantes, dos de tensión alternados a dos de presión, y delimitados por los planos nodales en los que no se produce desplazamiento.

La esfera focal que representa el patrón de radiación para las ondas S no presenta planos nodales, sino cuatro puntos nodales, es decir cuatro direcciones a lo largo de las cuales la amplitud de las ondas S es nula. Hay que añadir que este resultado no se puede generalizar a las ondas SH y SV: aunque no haya planos nodales para las ondas S, hay planos en los que se anulan sus componentes horizontales o verticales.

2.3.3 Funciones de Green en un medio estratificado

Cuando se considera un medio estratificado en capas horizontales, la simetría del medio permite reducir el número de funciones de Green que deben calcularse.

Las funciones de Green g_{il} en un medio con simetría cilíndrica dependen de unas funciones que se denominan, de acuerdo con la definición de Sipkin (1982), sismogramas elementales. El cálculo detallado de estos términos, siguiendo el método de reflectividad (Muller, 1985), se describe a continuación.

Koch (1991) muestra como las funciones de Green relativas a ondas P-SV (es decir, para calcular las componentes radiales y verticales de los sismogramas) dependen de tres sismogramas elementales cada una. En el caso de las ondas SH las funciones de Green dependen solo de dos términos. Esto se debe a que el término m_6 definido anteriormente no tiene influencia en la generación de ondas SH, en consecuencia del hecho que estas ondas no pueden ser producidas por un par vertical.

Se puede decir que todas las funciones de Green se obtienen como combinación lineal de los ocho sismogramas elementales y sus pesos son funciones trigonométricas que dependen únicamente del acimut de la estación, que a continuación se representa mediante la letra ϕ .

Si se llaman $I_j(p_i)$ los j sismogramas elementales relativos a la componente i -ésima del desplazamiento se puede escribir (Koch, 1991):

$$g_{il}(t) = I_1(p_i)a_{1l}(\phi_i) + I_2(p_i)a_{2l}(\phi_i) + I_3(p_i)a_{3l}(\phi_i), \quad (2.26)$$

ecuación que incluye los parámetros de rayo p_i (Aki y Richards, 1980; Koch, 1991), dependientes de las distancias epicentrales y profundidad de la fuente. En la ecuación 2.26 los términos a vienen definidos por las ondas P-SV como:

$$\left\{ \begin{array}{l} a_{11} = \frac{1}{2}(\cos^2 \varphi \cdot \delta_{11} + \sin^2 \varphi \cdot \delta_{31}) + \frac{1}{2} \sin 2\varphi \cdot \delta_{21} \\ a_{21} = \cos \varphi \cdot \delta_{41} + \sin \varphi \cdot \delta_{51} \\ a_{31} = \frac{1}{2} \delta_{61} \end{array} \right. \quad (2.27a)$$

y por las ondas SH como:

$$\left\{ \begin{array}{l} a_{11} = \frac{1}{2}(\delta_{11} - \delta_{31}) \sin 2\varphi - \cos 2\varphi \cdot \delta_{21} \\ a_{21} = \sin \varphi \cdot \delta_{41} - \cos \varphi \cdot \delta_{51} \\ a_{31} = 0 \end{array} \right. , \quad (2.27b)$$

siendo δ el operador de Kronecker.

En consecuencia, se pueden calcular las funciones de Green para las ondas P, SV y SH como:

$$\text{P} \quad \left\{ \begin{array}{l} g_{11} = I_1(p_1) \cdot \frac{1}{2} \cos^2 \varphi \\ g_{12} = I_1(p_1) \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi \\ g_{13} = I_1(p_1) \cdot \frac{1}{2} \sin^2 \varphi \\ g_{14} = I_2(p_1) \cdot \cos \varphi \\ g_{15} = I_2(p_1) \cdot \sin \varphi \\ g_{16} = I_3(p_1) \cdot \frac{1}{2} \end{array} \right. \quad (2.28a)$$

$$\text{SV} \quad \left\{ \begin{array}{l} g_{21} = I_1(p_2) \cdot \frac{1}{2} \cos^2 \varphi \\ g_{22} = I_1(p_2) \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi \\ g_{23} = I_1(p_2) \cdot \frac{1}{2} \sin^2 \varphi \\ g_{24} = I_2(p_2) \cdot \cos \varphi \\ g_{25} = I_2(p_2) \cdot \sin \varphi \\ g_{26} = I_3(p_2) \cdot \frac{1}{2} \end{array} \right. \quad (2.28b)$$

$$\text{SH} \quad \begin{cases} g_{31} = I_1(p_3) \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi \\ g_{32} = I_1(p_3) \cdot (-\cos 2\varphi) \\ g_{33} = I_1(p_3) \cdot \left(-\frac{1}{2} \sin 2\varphi\right) \\ g_{34} = I_2(p_3) \cdot \sin \varphi \\ g_{35} = I_2(p_3) \cdot (-\cos \varphi) \\ g_{36} = 0 \end{cases} \quad (2.28c)$$

Volviendo ahora a la ecuación (2.17), se obtienen:

$$\begin{cases} U_1(\underline{x}, t) = m_1 * g_{11} \\ U_2(\underline{x}, t) = m_1 * g_{21} \\ U_3(\underline{x}, t) = m_1 * g_{31} \end{cases} \quad l=1,..6, \quad (2.29)$$

que en el dominio de frecuencias resultan:

$$\begin{cases} U_1(\underline{x}, \omega) = \sum_{l=1..6} m_l \cdot g_{1l} \\ U_2(\underline{x}, \omega) = \sum_{l=1..6} m_l \cdot g_{2l} \\ U_3(\underline{x}, \omega) = \sum_{l=1..6} m_l \cdot g_{3l} \end{cases} \quad (2.30)$$

Substituyendo en las ecuaciones anteriores los términos calculados en las ecuaciones (2.28):

$$\begin{aligned} U_1(\underline{x}, \omega) = I_1(p_1) & \left(m_1 \cdot \frac{1}{2} \cos^2 \varphi + m_2 \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi + m_3 \cdot \frac{1}{2} \sin^2 \varphi \right) + \\ & I_2(p_1) (m_4 \cdot \cos \varphi + m_5 \cdot \sin \varphi) + I_3(p_1) \left(m_6 \cdot \frac{1}{2} \right) \end{aligned} \quad (2.31a)$$

$$\begin{aligned} U_2(\underline{x}, \omega) = I_1(p_2) & \left(m_1 \cdot \frac{1}{2} \cos^2 \varphi + m_2 \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi + m_3 \cdot \frac{1}{2} \sin^2 \varphi \right) + \\ & I_2(p_2) (m_4 \cdot \cos \varphi + m_5 \cdot \sin \varphi) + I_3(p_2) \left(m_6 \cdot \frac{1}{2} \right) \end{aligned} \quad (2.31b)$$

$$\begin{aligned} U_1(\underline{x}, \omega) = I_1(p_3) & \left(m_1 \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi - m_2 \cdot \cos 2\varphi - m_3 \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi \right) + \\ & I_2(p_3) (m_4 \cdot \sin \varphi - m_5 \cdot \cos \varphi) \end{aligned} \quad (2.31c)$$

Estas ecuaciones expresan de una forma más sencilla los desplazamientos, que se definen como el producto de los sismogramas elementales I , dependientes de la estructura del medio y relacionados con las funciones de Green, con unos términos dependientes de las componentes del tensor momento sísmico y del acimut del observador respecto a la fuente sísmica.

En los párrafos siguientes se hablará con mas detalle de estos dos términos: por un lado los sismogramas elementales y su obtención mediante el método de reflectividad, por otro las características del tensor momento sísmico. Se comienza describiendo el método de reflectividad para la obtención de los sismogramas elementales.

2.4 El método de reflectividad

Existen varios métodos para la determinación de sismogramas sintéticos en medios estratificados horizontalmente. Estas técnicas recurren a diversos algoritmos para estudiar los efectos de un medio dividido en capas horizontales, cuando se seleccione un determinado mecanismo focal.

Entre los diferentes métodos propuestos, pueden citarse (Müller, 1985):

- la teoría generalizada de rayos (Helmberger, 1968; Müller, 1969; Ben-Menahem and Vered, 1973), que considera capas homogéneas y obtiene la solución como suma de los sismogramas debidos a la contribución de cada rayo;
- la teoría de onda completa (Cormier and Richards, 1977), que usa capas inhomogéneas y tiene cuenta de los efectos dependientes de la frecuencia ;
- la teoría WKBJ (Chapman, 1978), menos detallada que la anterior pero con un algoritmo de mas rápida ejecución;
- el método de integración sobre números de onda o lentitudes (Kind, 1978; Cormier, 1980; Wang y Hermann, 1980; Ingate et al., 1983; Ha, 1984), que calculan el resultado en dominio de frecuencias, como resultado de integraciones sobre esos parámetros;
- el método de suma sobre números de onda (Aleksiev y Mikhailenko, 1980; Bouchon, 1981; Campillo et al., 1984), que difieren del anterior por una discretización de la variable numero de onda;
- el método de suma de los modos (Harvey, 1981; Panza, 1985), que recurre a los modos normales de las ondas de Love y Rayleigh.

Los últimos tres métodos permiten incluir en la solución los efectos debidos a la presencia de las ondas superficiales.

El método de reflectividad que es el que se va a utilizar en este estudio y detalladamente descrito por Müller (1985), pertenece al grupo de los métodos de integración sobre números de onda o sobre lentitudes, y permite la obtención del sismograma sintético completo, que incluye las deformaciones debidas a ambas ondas superficiales e internas.

Se supone que el medio esta dividido en capas horizontales homogéneas en su interior. Las capas se caracterizan por los siguientes parámetros reológicos: densidad, velocidad de las ondas P y S, coeficientes Q y espesor de la capa. En consecuencia los modelos de Tierra deben respetar esta descripción. En particular, modelos de Tierra en los que se quieran reproducir gradientes de algunos de los parámetros citados, deben ser implementados mediante una serie de capas finas en las que los parámetros asumen valores discretos que varían gradualmente.

También hay que elegir la profundidad en la que se encuentra la fuente sísmica. El foco resultará, en consecuencia de su profundidad, en el interior de una determinada capa. Si se estudia el comportamiento del desplazamiento en esa sola capa es posible introducir potenciales del desplazamiento, considerando que esa región es aproximada a un medio homogéneo. Las condiciones de contorno en la superficie de separación entre capas contiguas son la continuidad de los esfuerzos y desplazamientos. En la superficie libre en cambio, las condiciones de contorno se reducen a la asignación de un valor nulo a los esfuerzos, siendo el desplazamiento la incógnita que se quiere determinar.

En cada superficie de separación es posible determinar los coeficientes de reflexión y transmisión para las distintas ondas, generalizando posteriormente para estudiar el efecto producido por un conjunto de capas. Se obtienen así una serie de matrices para los coeficientes de reflexión y transmisión a través del medio estratificado (Müller, 1985).

Los resultados para el cálculo del desplazamiento a la superficie libre (identificada por una profundidad nula) y utilizando un sistema de coordenadas cilíndricas son los siguientes:

$$U_r^{ff} = \frac{\omega^2}{2\pi\rho_m} \sum_{i=1..3} k_i \int_0^\infty J_i UT^+ V_i du, \quad (2.32a)$$

$$U_z^{ff} = \frac{\omega^2}{2\pi\rho_m} \sum_{i=1..3} k_i \int_0^\infty J_i UT^+ V_i du, \quad (2.32b)$$

$$U_t^{ff} = \frac{\omega^2}{2\pi\rho_m} \sum_{i=1..2} \lambda_i \int_0^\infty j_i u t^+ v_i du, \quad (2.32c)$$

en las que el superíndice ff se refiere al termino de campo lejano (*far field*) y los subíndices r, z y t respectivamente a las componentes radiales, verticales y tangenciales, según la convención de la figura 2.4. En las ecuaciones anteriores ω es la frecuencia angular $2\pi f$, ρ_m es la densidad de la capa en la que se encuentra la fuente sísmica, k_i y λ_i son los parámetros dependientes de las derivadas del tensor momento sísmico y del acimut (equivalentes a los coeficientes por los que se multiplican los sismogramas elementales en las ecuaciones 2.31), j_i y J_i son funciones de Bessel, u y U_i representan las lentitudes (definidas en la ecuación 2.16), t^+ y T^+ definen la transmisividad del modelo en las capas superiores a la fuente, v_i y V_i definen la reflectividad del modelo. En general todos estos términos definen la propagación en el medio estratificado.

En particular se observa que los términos en las integrales de las ecuaciones 2.32a y 2.32b son matrices, mientras que se trata de escalares en la ecuación 2.32c.

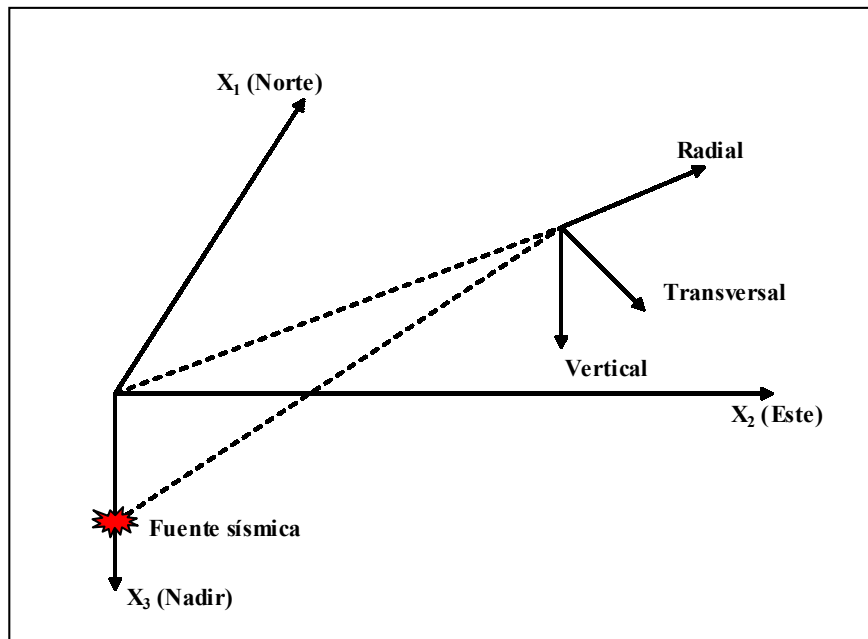


Fig. 2.4 Convención sobre la dirección de los ejes radiales, verticales y tangenciales.

Las ecuaciones 2.32 representan las tres componentes espaciales del desplazamiento en dominio de frecuencias y la completa explicación de los coeficientes que comparecen en estas expresiones se presenta en el apéndice A.

Independientemente de la expresión exacta de estos parámetros, se observa como las ecuaciones resultan de la suma de tres términos, en el caso de las componentes radiales y verticales,

y de dos términos en el caso de la componente transversal. Todos estos términos se obtienen como producto entre unos coeficientes k_i (λ_i en el caso de ondas transversales) y unas integrales sobre las lentitudes. Esta formulación es análoga a la de las ecuaciones 2.31, siendo los coeficientes k_i y λ_i relacionados con las componentes del tensor momento sísmico y el acimut.

En consecuencia las integrales corresponden a las funciones de Green, expresadas según la notación de sismogramas elementales presentada anteriormente. A partir de las ecuaciones 2.31 y de las 2.32, se ve como los ocho sismogramas elementales toman una forma del tipo:

$$I = \frac{\omega^2}{2\pi\rho_m} \int_0^\infty j_i UT^+ V_i du . \quad (2.33)$$

2.5 El tensor momento sísmico

2.5.1 Introducción

Hasta ahora se ha visto como se pueden determinar los términos que tienen en cuenta los efectos del medio, es decir las funciones de Green. Por otro lado, se ha dicho que el desplazamiento en la superficie también depende del mecanismo focal de la fuente sísmica, y que a este efecto es conveniente representar el mecanismo focal por medio del tensor momento sísmico.

Una primera simplificación del tensor, cuando se considere un modelo de doble par, consiste en escribirlo como producto de un término constante, el momento escalar M_0 por un tensor densidad de momento, m_{ij} :

$$M_{ij} = M_0 \cdot m_{ij} , \quad (2.34)$$

donde M_0 se representa mediante la ecuación:

$$M_0 = \mu A \Delta u , \quad (2.35)$$

dependiente del coeficiente μ , del área de la ruptura A y del deslizamiento Δu .

En este estudio se incluirá en el tensor momento sísmico otro término representativo de lo que ocurre en la región focal cuando se produce un terremoto: la función temporal de la fuente o

STF del inglés “*Source Time Function*”. La función temporal describe la historia temporal del deslizamiento en la región focal y su descripción se dará con mas detalle a lo largo del capítulo siguiente.

Si representamos la función temporal como $f(t)$, el momento sísmico, dependiente del tiempo, resulta de la ecuación:

$$M_{ij}(t) = M_0 \cdot m_{ij} \cdot f(t) \quad (2.36)$$

y su derivada temporal, necesaria para la determinación de los desplazamientos teóricos (por ejemplo en la ecuación 2.17), se obtiene derivando la función temporal:

$$\dot{M}_{ij}(t) = M_0 \cdot m_{ij} \cdot \dot{f}(t) \quad (2.37)$$

Mediante las ecuaciones 2.13 y 2.17, se ha visto como es posible definir los efectos del mecanismo focal sobre el desplazamiento a partir de los valores que toman las componentes del tensor momento sísmico. En la figura 2.5 se presentan los pares mediante los cuales se puede representar estas componentes (Aki y Richards, 1980).

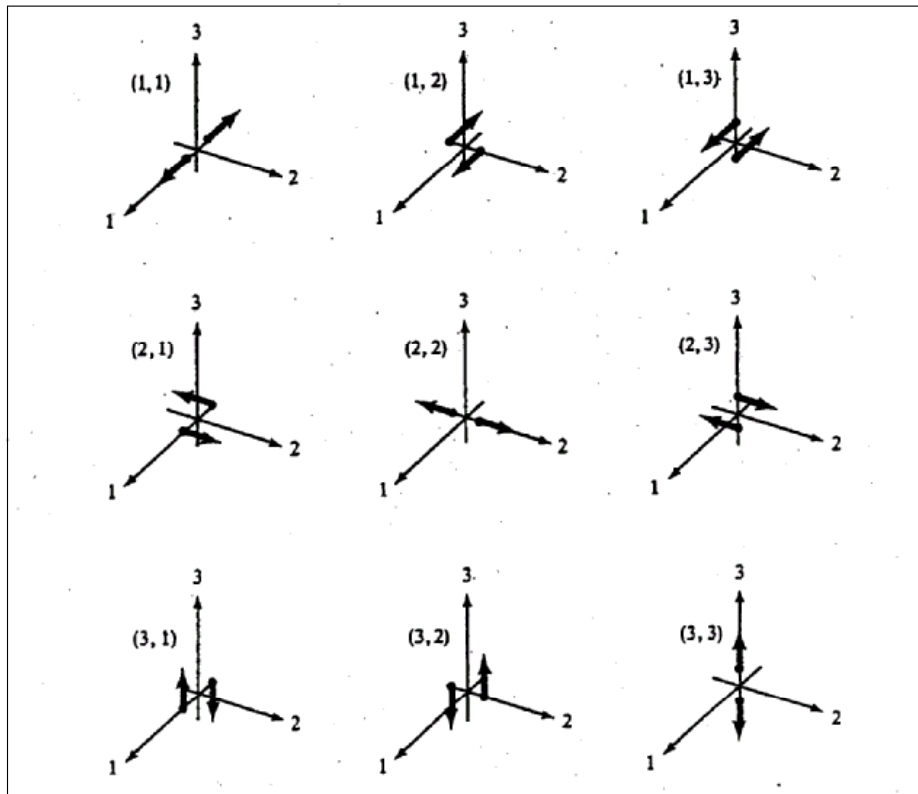


Fig. 2.5 Pares asociados a las componentes del tensor momento sísmico M_{ij} (Ali y Richards, 1980).

Cuando la fuente sísmica se representa mediante un modelo de doble par de fuerzas, las componentes del tensor momento sísmico se definen como:

$$M_{ij} = M_0(u_i v_j + u_j v_i). \quad (2.38)$$

En la ecuación anterior M_0 es el momento sísmico escalar, \underline{u} es el vector de deslizamiento, y \underline{v} el vector normal al plano de falla (Aki y Richards, 1980; Ben-Menahem y Singh, 1981).

La expresión anterior también expresa la ambigüedad entre el plano de falla y el plano auxiliar, que deriva del hecho de que los desplazamientos no varían invirtiendo el vector \underline{u} con el \underline{v} . En consecuencia resulta imposible, usando solamente esta expresión, decidir si la falla se yace en el plano de falla o en el plano auxiliar perpendicular al anterior.

Referiéndose a la notación de la expresión 2.38, se pueden definir los ejes de presión y de tensión, que se representan mediante los vectores \underline{t} y \underline{p} , y el eje nulo, \underline{n} :

$$\underline{t} = \frac{1}{\sqrt{2}}(\underline{v} + \underline{u}), \quad (2.39)$$

$$\underline{p} = \frac{1}{\sqrt{2}}(\underline{v} - \underline{u}), \quad (2.40)$$

$$\underline{b} = \underline{v} \times \underline{u}. \quad (2.41)$$

Considérese ahora la representación del plano de falla mediante los ángulos de buzamiento (δ), deslizamiento (λ) y acimut (ϕ), como indicado en la figura 2.6.

Definiendo mediante el escalar u el desplazamiento en la región focal, se pueden escribir para los vectores \underline{u} y \underline{v} las siguientes relaciones:

$$\underline{u} = u(\cos \lambda \cos \phi + \cos \delta \sin \lambda \sin \phi)\underline{\hat{x}} + u(\cos \lambda \sin \phi - \cos \delta \sin \lambda \cos \phi)\underline{\hat{y}} - u \sin \delta \sin \lambda \underline{\hat{z}}, \quad (2.42)$$

$$\underline{v} = -\sin \delta \sin \phi \underline{\hat{x}} + \sin \delta \cos \phi \underline{\hat{y}} - \cos \delta \underline{\hat{z}}. \quad (2.43)$$

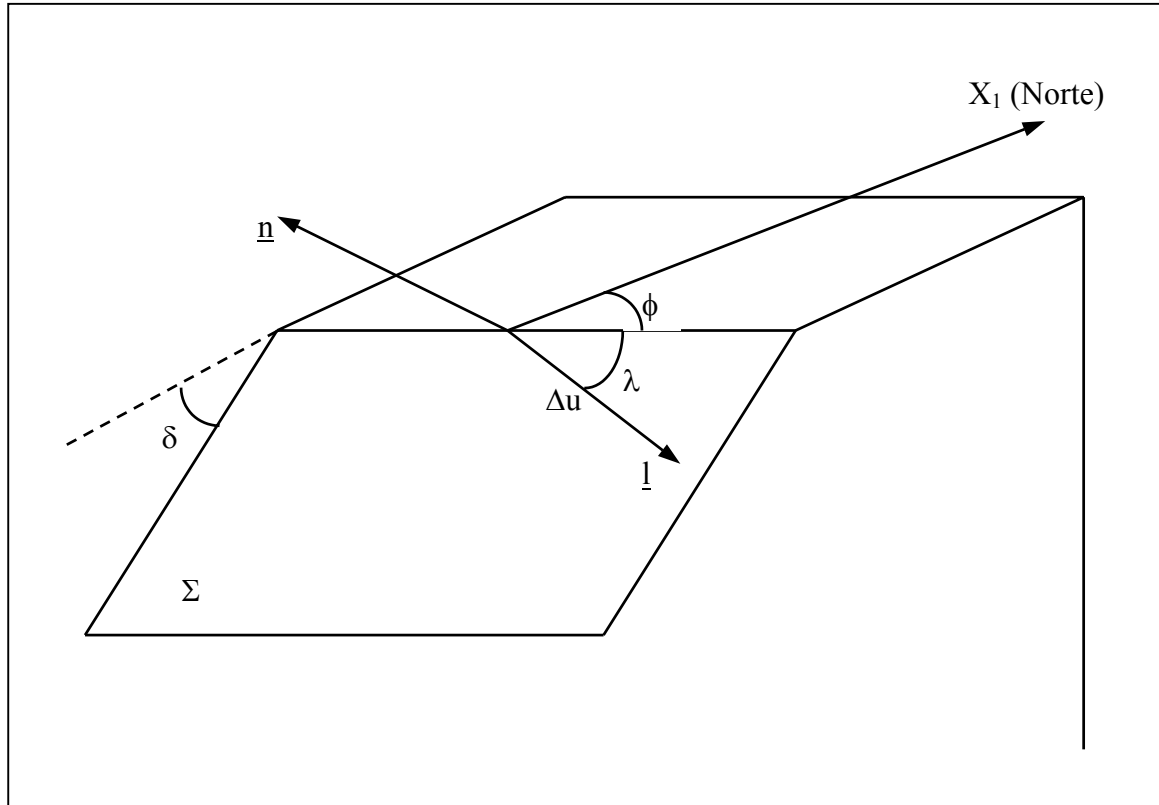


Fig. 2.6 Representación del plano de falla. Los ángulos δ , λ y ϕ son respectivamente el ángulo de buzamiento, de deslizamiento y acimut. Δu es el desplazamiento. L y n son respectivamente los vectores unitarios de deslizamiento y normal a la falla (Udías, 1999).

A partir de las ecuaciones 2.38, 2.42 y 2.43, sigue:

$$\begin{aligned}
 M_{xx} &= -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi) \\
 M_{xy} &= M_0 \left(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi \right) \\
 M_{xz} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \cos \phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi) \\
 M_{yy} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi) \\
 M_{yz} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \phi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi) \\
 M_{zz} &= M_0 (\sin 2\delta \sin \lambda)
 \end{aligned} \tag{2.44}$$

2.5.2 Tensor momento sísmico para una fuente genérica

La representación del mecanismo focal de un terremoto mediante un modelo de doble par de fuerzas constituye una primera aproximación.

En la formulación general para la descripción de una fuente sísmica, el tensor momento sísmico se suele descomponer en la suma de un termino isotrópico, que tiene cuenta de las variaciones de volumen en la región focal, y un termino desviatorio (Jost y Hermann, 1989).

Siendo el tensor momento sísmico una matriz real y simétrica, puede ser diagonalizado según la relación siguiente:

$$M = [a_1 \ a_2 \ a_3] m \begin{bmatrix} a_1^T \\ a_2^T \\ a_3^T \end{bmatrix}, \quad (2.45)$$

en la que a_i son los autovectores correspondientes a los autovalores m_i , el superíndice T indica matrices transpuestas y la matriz diagonal m es definida como:

$$m = \begin{bmatrix} m_1 & 0 & 0 \\ 0 & m_2 & 0 \\ 0 & 0 & m_3 \end{bmatrix}. \quad (2.46)$$

La matriz m puede ser descompuesta, como se ha dicho anteriormente, en una parte isotrópica y una desviatoria. La representación de dicha descomposición, que es única, es la siguiente:

$$m = \frac{1}{3} \begin{bmatrix} \text{tr}(M) & 0 & 0 \\ 0 & \text{tr}(M) & 0 \\ 0 & 0 & \text{tr}(M) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} m_1^* & 0 & 0 \\ 0 & m_2^* & 0 \\ 0 & 0 & m_3^* \end{bmatrix}, \quad (2.47)$$

donde

$$m_i^* = m_i - \frac{1}{3} \text{tr}(M). \quad (2.48)$$

El término isotrópico está relacionado con una variación de volumen en la región focal, que describe una explosión, o una implosión, que ocurre en el momento de producirse el terremoto. Este término se suele asumir nulo en el caso de terremotos de origen tectónico, pero debe tenerse en cuenta en el estudio de terremotos volcánicos y de explosiones.

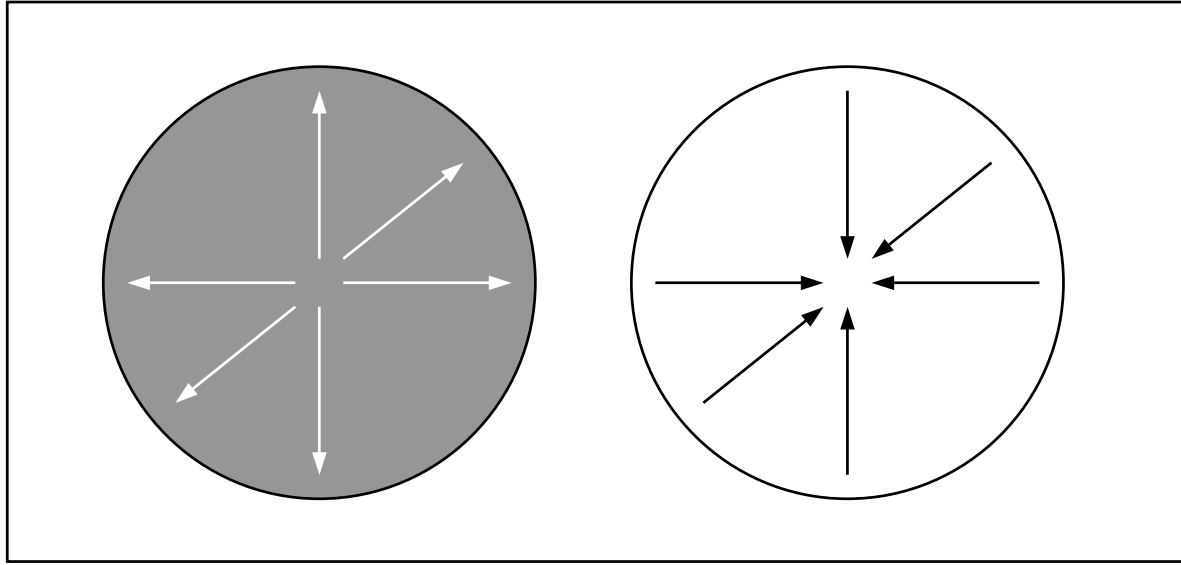


Fig. 2.7 Representación de la esfera focal en el caso de un momento sísmico puramente isotrópico. A la izquierda el caso de una explosión, a la izquierda el caso de una implosión

En la figura anterior se muestra la representación de la esfera focal para la componente isotrópica en el caso de una explosión y de una implosión. En ambos casos desaparecen los planos nodales, se generan únicamente ondas P, siendo las amplitudes de las ondas S nulas en todo el espacio.

El termino desviatorio puede ser a su vez descompuesto en la suma de mas elementos. Existen varias posibles formas de efectuar esta descomposición. Jost y Hermann (1989) las resumen en los siguientes cinco casos.

1. Dipolos vectoriales

La matriz m resulta igual a la suma de tres dipolos vectoriales, según la ecuación:

$$M = m_1^* a_1 a_1 + m_2^* a_2 a_2 + m_3^* a_3 a_3. \quad (2.49)$$

2. Dobles pares

El término desviatorio resulta expresado como suma de tres dobles pares:

$$M = \frac{1}{3}(m_1 - m_2)(a_1 a_1 - a_2 a_2) + \frac{1}{3}(m_2 - m_3)(a_2 a_2 - a_3 a_3) + \frac{1}{3}(m_3 - m_1)(a_3 a_3 - a_1 a_1). \quad (2.50)$$

3. CLVD

La componente desviatoria resulta de la suma de tres terminos definidos CLVD, de la sigla inglés *Compensated Linear Vector Dipole*, según:

$$M = \frac{1}{3} m_1 (2a_1 a_1 - a_2 a_2 - a_3 a_3) + \frac{1}{3} m_2 (2a_2 a_2 - a_1 a_1 - a_3 a_3) + \frac{1}{3} m_3 (2a_3 a_3 - a_1 a_1 - a_2 a_2). \quad (2.51)$$

Un CLVD se obtiene sumando un dipolo y un término isotrópico implosivo, de forma que la variación compresiva en volumen sea nula. En la figura siguiente se representa el mecanismo focal asociado a un CLVD.

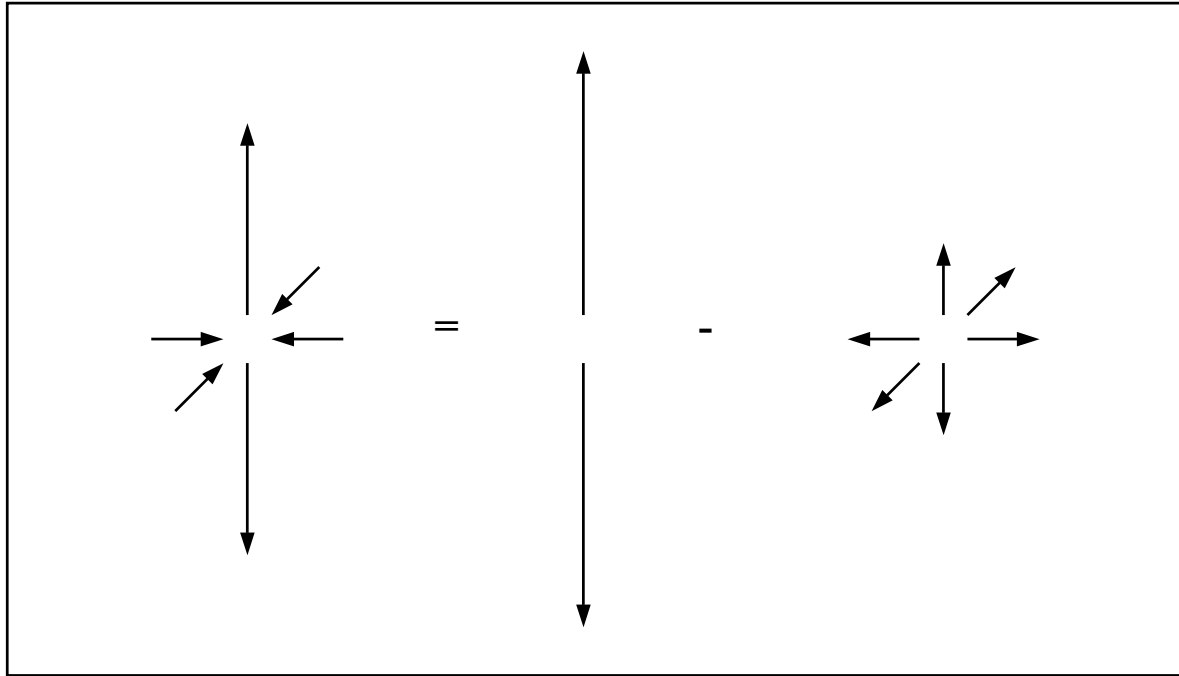


Fig. 2.8 El mecanismo de CLVD se obtiene de la resta entre un dipolo y un término isotrópico.

4. Mayor y menor par

Sea $|m_3^*| \geq |m_2^*| \geq |m_1^*|$. Aplicando la condición de traza nula de la matriz m , debido a que se trata de la matriz de la componente no isotrópica, es posible expresar m como suma de dos términos de doble par, denominados par mayor y par menor. Su representación es la siguiente:

$$M = M^{\text{Mayor}} + M^{\text{Minor}} = m_3^* (a_3 a_3 - a_2 a_2) + m_1^* (a_1 a_1 - a_2 a_2). \quad (2.52)$$

5. Doble par y CLVD

En conclusión se presenta la descomposición de m en un término de doble par y un CLVD (Knopoff y Randall, 1970; Fitch et al., 1980). Sea $|m_3^*| \geq |m_2^*| \geq |m_1^*|$, $F = (-m_1^*/m_3^*)$ y $(F-1) = m_2^*/m_3^*$.

El CLVD fue introducido por Knopoff y Randall (1970) para describir el mecanismo focal de terremotos de profundidad intermedia y profunda y es el modelo usado comúnmente en la descomposición del tensor momento sísmico.

La matriz m resulta de la expresión siguiente:

$$M = m_3^*(1 - 2F)(a_3a_3 - a_2a_2) + m_3^*F(2a_3a_3 - a_2a_2 - a_1a_1). \quad (2.53)$$

En la figura 2.9 se representa la descomposición del término desviatorio del tensor momento sísmico en un doble par y un CLVD.

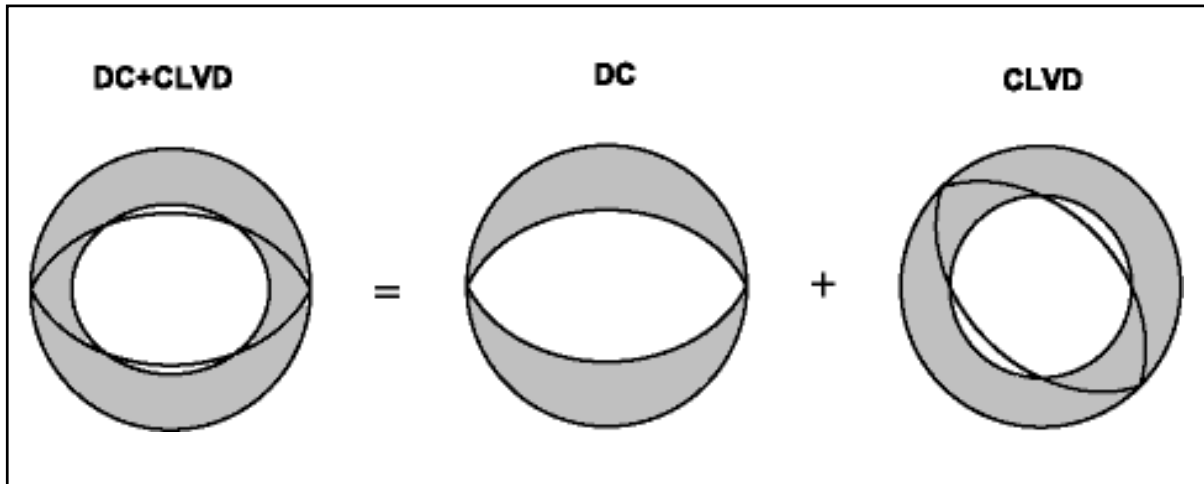


Fig. 2.9 Descomposición del término desviatorio del tensor momento sísmico en un doble par y un CLVD

Una razón importante para elegir esta descomposición es la posibilidad de cuantificar la componente de no doble par. Un parámetro que estima la desviación de este término respecto a un modelo de puro doble par es el cociente entre el mínimo y el máximo autovalores de la matriz m , considerados en su valor absoluto.

Si se define ε este coeficiente (Dziewonski et al., 1981), la porcentual de CLVD del mecanismo focal se define como:

$$\%CLVD = 200\varepsilon = 200 \left| \frac{m_{\min}^*}{m_{\max}^*} \right|. \quad (2.54)$$

En conclusión se recuerdan algunas propiedades de los autovalores de la matriz diagonal que representa la fuente sísmica, con respecto al modelo de fuente que representa.

Sean m_1 , m_2 y m_3 los autovalores de M . Si la traza de M es nula, es decir $m_1+m_2+m_3=0$, no hay componente isotrópica y por tanto no hay variación de volumen. Por otro lado, si un valor positivo de la traza de M indica una explosión en la región focal, mientras que un valor negativo una implosión.

En referencia al término desviatorio, la matriz representa un modelo de simple doble par si cumple la condición suplementaria de que uno de los autovalores sea nulo. Si esta condición no se cumple, la parte desviatoria puede representarse según alguna de las descomposiciones presentadas anteriormente.

3. Solución del problema directo

Una vez estudiadas las características de los desplazamientos producidos por la ocurrencia de un terremoto, interesa definir la metodología que nos permita calcular los desplazamientos generados por un terremoto definido por su mecanismo focal y conocido el medio en que se propaga.

De acuerdo con la ecuación 2.11 este cálculo puede dividirse en dos fases. Primero se calculan las funciones de Green, y después se lleva a cabo la convolución de las mismas con las componentes del tensor momento sísmico a fin de obtener los desplazamientos que corresponden a la solución del problema directo.

3.1 Determinación de funciones de Green

3.1.1 Parámetros del modelo

La aplicación del método de reflectividad en el caso de modelos simplificados de la estructura de la Tierra, permite calcular las funciones de Green. Estas constituyen una base de datos aprovechable para la inversión. La metodología para la generación de estas funciones, requiere la previa definición de distintos parámetros del modelo.

Estos pueden ser clasificados en los siguientes grupos: parámetros que describen el modelo de Tierra, los propios de la fuente, los que definen la distribución de las estaciones, y los relacionados con la solución numérica de las funciones de Green. A continuación se analizan con mas detalle estos términos.

a) **Modelo de Tierra.** Hay que recordar que el método de reflectividad, como ha descrito con detalle Müller (1985) y como se ha comentado en el capítulo anterior, requiere un modelo de la Tierra en la que esta viene representada como un medio estratificado con n capas horizontales, sobre un semiespacio homogéneo (figura 3.1). Puede utilizarse también un modelo de Tierra esférica, pero este tipo de representación no resulta necesario en este estudio, al tratarse solamente el caso de distancias regionales ($\Delta < 350\text{km}$).

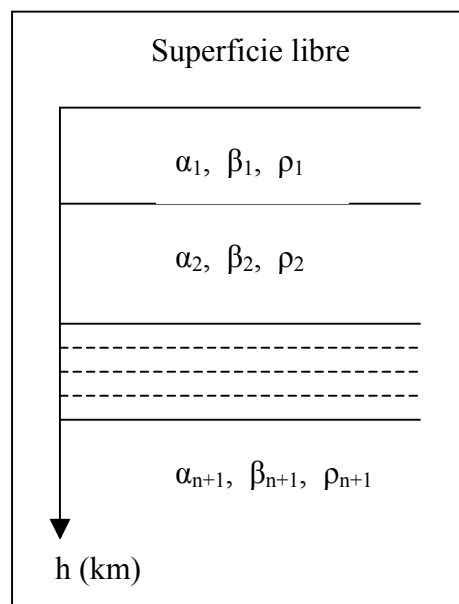


Fig. 3.1 Esquema general del modelo de Tierra estratificado en capas horizontales.

Para cada capa horizontal, incluyéndo el semiespacio homogéneo que se extiende por debajo de las capas superiores, hay que definir valores de distintos parámetros elásticos: α y β , es decir las velocidades de las ondas P y S (en km/s), la densidad ρ (en g/cm^3), los coeficientes de atenuación Q para las ondas P y S. Además debe ser definida la geometría del modelo por medio del espesor (en km) de cada capa.

Según este tipo de representación, modelos de Tierra descritos por gradientes de velocidad deben ser representados por medio de una sucesión de capas finas en las que los valores de las velocidades de las ondas varían progresivamente reproduciendo el gradiente requerido.

Como ejemplo de esta situación se muestran (figura 3.2a) los parámetros α , β y ρ para un modelo de gradiente de velocidad sobre un semiespacio (el gradiente representa la corteza de 30km de espesor), M4'.

Este modelo puede reducirse a una serie de capas horizontales para utilizar con el método de reflectividad: el gradiente se substituye por un conjunto de capas finas (en este caso del espesor de 3km) con valores variables de α , β y ρ .

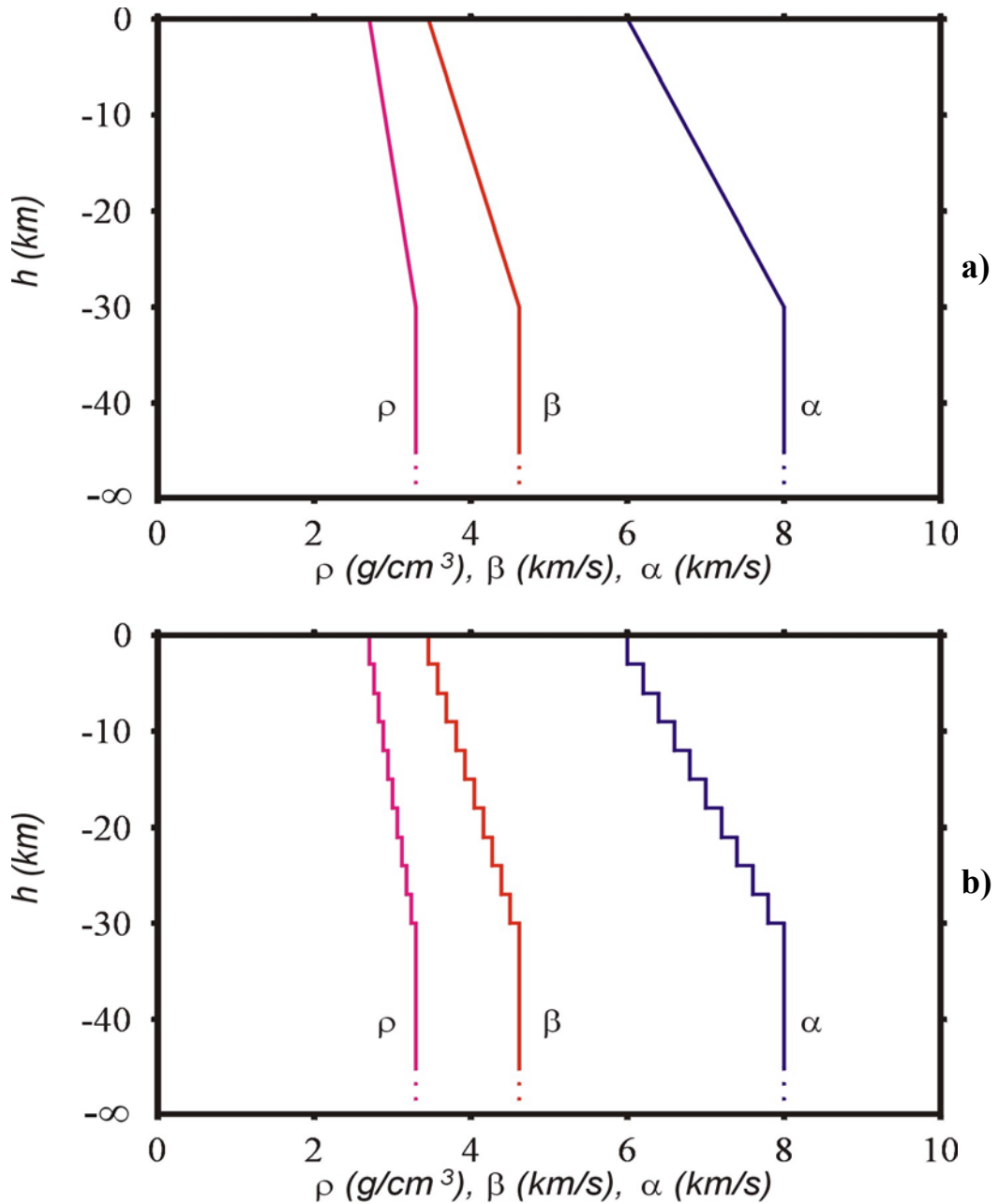


Fig. 3.2 a) Modelo de Tierra con gradiente de velocidad, M4'. b) El mismo modelo representado por n capas, M4. Para cada modelo se indican la velocidad de las ondas P (en azul), S (en rojo) y la densidad (en morado).

b) **Parámetros de la fuente sísmica.** Una forma de representar la función temporal (fig. 3.3) es por ejemplo por medio de la ecuación 3.1, conocida como ecuación de Brüstle-Müller (1983), en la que hay que especificar el tiempo origen t_0 en el que ocurre el terremoto así como su duración Δt (ambos parámetros expresados en segundos).

$$\begin{cases} 0 & \text{si } t < t_0 \\ \frac{3}{4} \pi \cdot \frac{1}{\Delta t} \sin^3 \left[\frac{\pi(t-t_0)}{\Delta t} \right] & \text{si } t_0 < t < t_0 + \Delta t \\ 0 & \text{si } t > t_0 + \Delta t \end{cases} \quad (3.1)$$

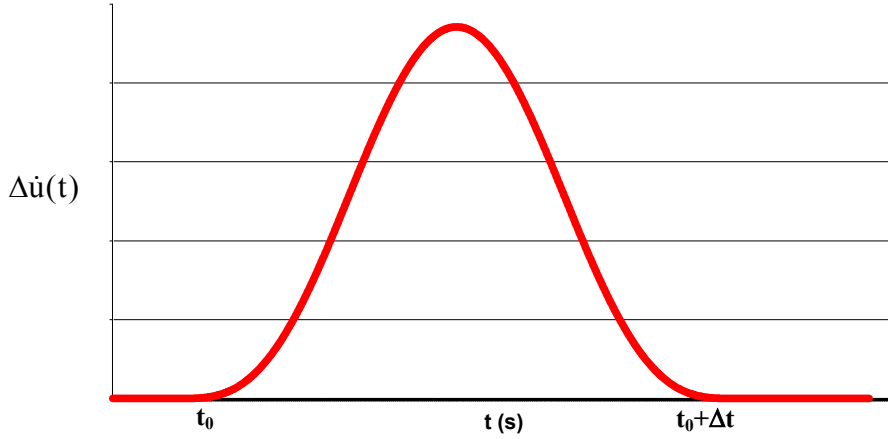


Fig. 3.3 Representación de la función temporal de la fuente sísmica mediante la ecuación de Brüstle-Müller (Brüstle y Müller, 1983)

La amplitud de la función temporal, que en su expresión anterior está normalizada, queda definida introduciendo el valor del momento sísmico escalar M_0 , definido en dinas·cm. La ecuación 3.1 debe ser multiplicada por el valor de M_0 : de esta forma se cumple la condición por la cual la integral de la función temporal resulta igual al momento escalar.

El otro parámetro de la fuente que hay que definir previamente es la profundidad del foco (en km), con cuidado de que no coincida con la de una superficie de separación entre dos capas para no incurrir en errores numéricos.

c) **Distribución de las estaciones sísmicas.** Hay que indicar el número de las estaciones, así como las distancias epicentrales y el acimut con respecto al epicentro. Estos valores deben ser determinados previamente, a partir de las coordenadas geográficas de las estaciones y las de la fuente.

Este paso es importante ya que se calcularán los desplazamientos teóricos solo para los puntos de la superficie identificados por las coordenadas de las estaciones sísmicas elegidas.

d) **Parámetros que definen el proceso numérico.** Además de los parámetros anteriores, que sirven a definir el modelo simplificado que reproduce la geometría del problema y las características físicas del medio, hay que establecer los que se aplican para el cálculo de las funciones de Green. Estos parámetros, descritos a continuación, son utilizados en la solución numérica efectuada por el algoritmo.

1. Intervalo de cálculo. Como se ha visto en el capítulo anterior, las funciones de Green se calculan mediante una integración sobre las lentitudes horizontales, ya definidas anteriormente como el inverso de una velocidad. Aunque los extremos de integración en la formulación teórica sean cero e infinito, esto no puede ser reproducido en una solución numérica. Es por tanto necesario definir unos valores mínimos y máximos que sean finitos y el número de pasos que se quieren introducir entre estos dos valores. Una vez definidos estos parámetros, el cálculo numérico de la integral viene efectuado aplicando la regla de Simpson. Hay que poner cuidado en la elección de los extremos de integración, puesto que la solución numérica puede verse afectada por ondas procedentes con velocidades iguales al inverso de los valores de lentitudes que limitan ese intervalo. Estas aberraciones pueden ser identificadas fácilmente al observar el comportamiento de las funciones de Green al variar la distancia de la fuente y pueden eliminarse modificando oportunamente los extremos de integración.

2. Proceso de suavizado (tipo cos-taper). Se puede aplicar en el dominio de frecuencias a las funciones de Green de forma que se anule la contribución de las frecuencias externas a un determinado intervalo, definido por dos valores de frecuencias que se pueden llamar f_{\min} y f_{\max} , y resulte máxima la contribución de un intervalo mas pequeño, cuyos extremos se llamarán f_{wil} y f_{wir} (figura 3.4a). Evidentemente debe cumplirse la condición $f_{\min} \leq f_{\text{wil}} \leq f_{\text{wir}} \leq f_{\max}$. En el caso particular de que $f_{\min} = f_{\text{wil}}$ y $f_{\text{wir}} = f_{\max}$, el filtro en frecuencias resulta ser una función rectangular (figura 3.4b). Normalmente el intervalo de frecuencias definido por este filtro debe contener el rango de frecuencias excitadas por el sismo. f_{\max} tiene un límite superior en el valor de la frecuencia de Nyquist, $f_N = 1/(2\Delta t)$, siendo Δt el intervalo de muestreo. Por otro lado f_{\max} debería ser elegida cumpliendo la relación $f_{\max} > f_E$ ($f_E = 1/\tau$), siendo τ la

duración de la función temporal. Esta ultima condición permite obviar el aparecer de señales artificiales en las funciones de Green teóricas (Dahm, 1999).

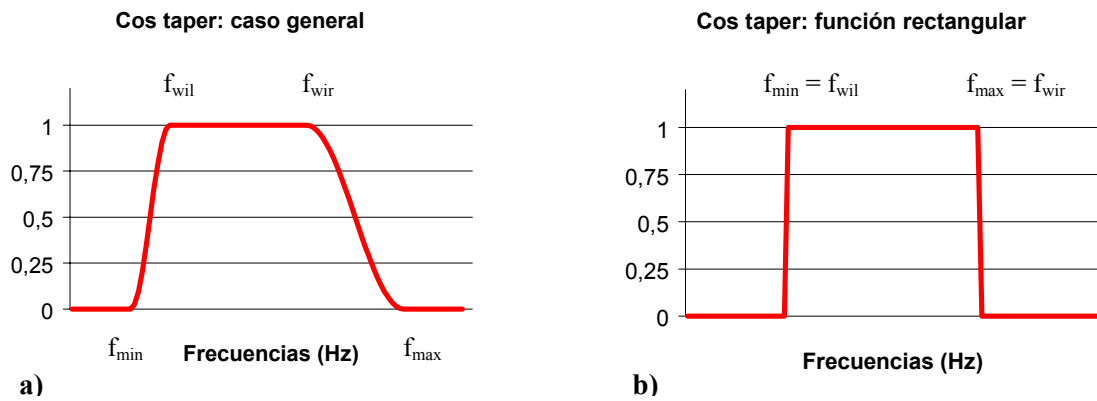


Fig. 3.4 Filtrado cos-taper en frecuencias: caso general definido por los valores f_{min} , f_{wil} , f_{wir} , f_{max} (a la izquierda) y caso de filtrado rectangular (a la derecha).

3. Intervalo de muestreo Δt (en segundos) y longitud (en puntos) de las funciones de Green. La duración temporal de las funciones de Green, y de los sismogramas sintéticos, se obtiene multiplicando estos dos valores.
4. Hora origen y velocidad reducida. En determinadas situaciones resulta útil la posibilidad de obtener funciones de Green desplazadas en el tiempo, por lo que es necesario definir un valor de retraso (sea positivo que negativo) respecto a la hora origen. También se puede introducir una velocidad de reducción, v_{red} , de forma que las señales viajen con una velocidad aparente igual a la fracción entre la velocidad real y la reducida. Esta técnica, a veces útil para obtener sismogramas sintéticos de duración inferior, no se ha aplicado en este estudio.

3.1.2 Algoritmos utilizados

Para la generación de las funciones de Green y los sismogramas teóricos se han aplicado algoritmos Fortran adaptados de los desarrollados por Ungerer y Dahm (Dahm, 1993). El código original calculaba conjuntamente los sismogramas elementales y los sintéticos para un determinado mecanismo focal.

Este código se ha modificado y separado en dos partes distintas, generando así los dos algoritmos *refgreensim* y *simseis*. El primero genera además de los sismogramas elementales, las funciones de Green y sus espectros.

Consideremos primeramente el algoritmo *refgreensim*. Previamente a su ejecución deben decidirse las características del modelo que se quiere utilizar: estos valores se almacenan en el fichero *simgreen.dat*.

Un ejemplo del fichero *simgreen.dat* (cuya estructura es análoga a la del fichero *refseis.dat* que se usa con el código original) se muestra a continuación.

Se ha considerado un modelo de Tierra definido por una capa de 30km de espesor sobre un semiespacio homogéneo. La fuente sísmica está situada a 10km de profundidad (figura 3.5).

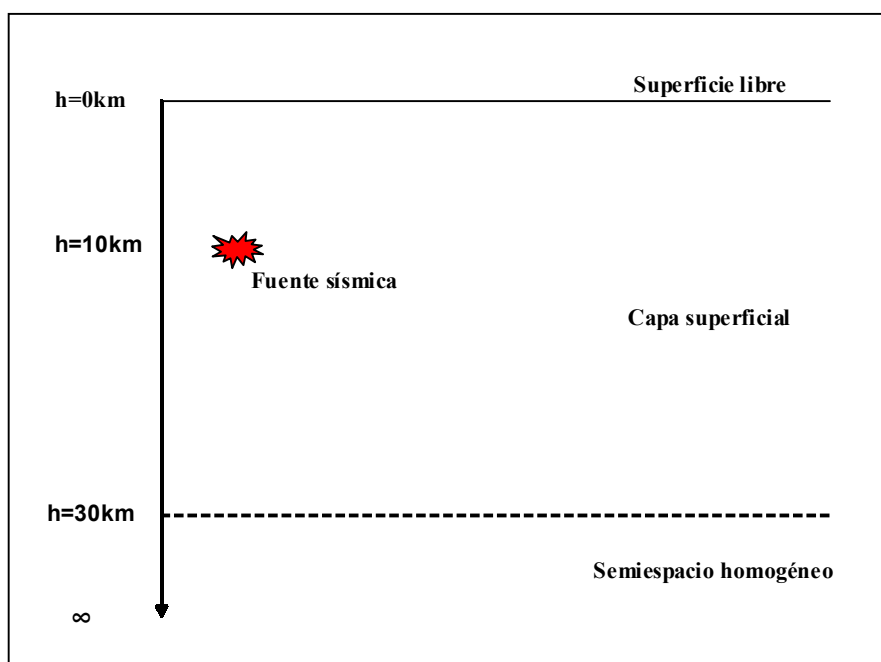


Fig. 3.5 Modelo de Tierra reproducido por el fichero *simgreen.dat*.

El fichero *simgreen.dat* contiene la siguiente información:

- Opciones del programa: permite definir el tipo de output, según se quieran obtener sismogramas o espectros. Incluye la posibilidad de representar un modelo de Tierra esférico, que no se utiliza en este estudio.
- Modelo de Tierra: estructura de las capas, definidas por su espesor, las velocidades de las ondas P y S, la densidad y los coeficientes de atenuación.
- Modelo de la fuente sísmica: profundidad de la fuente, momento sísmico escalar y componentes del tensor momento sísmico (estas últimas no se utilizan en el programa *refgreensim*).
- Función temporal: hora origen y duración.

- **Parámetros de reducción:** permite definir un retraso temporal en las funciones de Green o introducir una velocidad reducida.
- **Estaciones sísmicas:** define la distribución de las estaciones sísmicas mediante la distancia epicentral y el acimut.
- **Parámetros de lentitud:** extremos de los valores de lentitud y número de iteraciones a considerar para el cálculo numérico.
- **Parámetros de tiempo y frecuencia:** extremos de las ventanas de frecuencias, intervalo de muestreo y longitud (en puntos) del sismograma.

A continuación se muestra un ejemplo del fichero *simgreen.dat*:

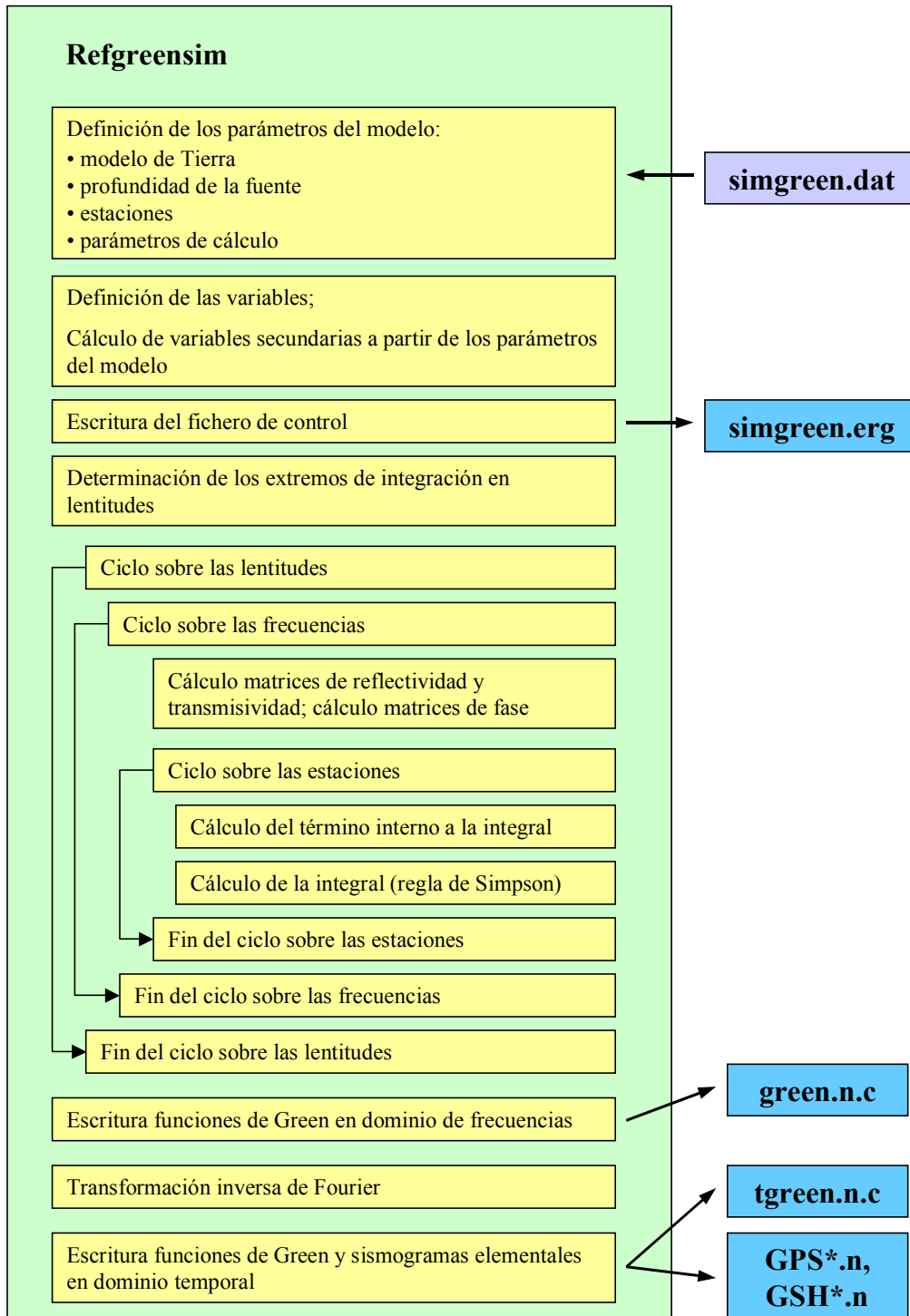
TEST	
Options: (0=no, 1=yes, 2=yes and stop)	
a,b,RT RM,RP,TP B0,D0,F0 VF,VN Spek Spekplot Seis Seisplot FlatE Filt	
0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0	Opciones del programa (p.ej., selecciona el tipo de salida)
Earth model:	
--- Depth[km] Alpha[km/s] Beta[km/s] Rho[g/ccm] --Q-alpha --Q-beta--	
DoH: 0.0000 1.0000 0.0001 1.0000 1000 500 0	
0.0000 6.0000 3.4600 2.7000 1000 500 0	
30.0000 6.0000 3.4600 2.7000 1000 500 1	
30.0000 8.0000 4.6200 3.3000 1000 500 0	
100.0000 8.000 4.6200 3.3000 1000 500 1	Modelo de Tierra (por cada capa: espesor, α , β , ρ , Q_α y Q_β).
Source model:	
Tiefe[km] M0[dyn*cm] --Mxx-- --Myy-- --Mzz-- --Mxy-- --Mxz-- --Myz--	
10.0000 1.000E+24 0.000 0.000 0.000 -1.000 0.000 0.000	Fuente (profundidad y M_0). M_{ij} no se usan para generar las fz. Green
Source time function	
Typ ----t0[s] -length[s] (Impulse for t0=length=0)-----	
2 0.0000 0.5000	STF (hora origen y duración)
Reduction data	
Vred[km/s] Tle in [s] Tri in [s] Tabfall -----	
10000.000 0.0000 0.0000 0.5	Parámetros de reducción
Station data	
Dist.[km] Azimut[gr] -----	
140.0000 10.0000	
60.0000 55.0000	
100.0000 100.0000	
140.0000 145.0000	
100.0000 190.0000	
180.0000 235.0000	
140.0000 280.0000	
100.0000 325.0000	Distribución de las estaciones (distancia epicentral y azimut)
Slownesses data	
Umin[s/km] Uwil[s/km] uwir[s/km] Umax[s/km] --Nu-- -----	
0.0010 0.0010 0.4000 0.5000 2000	Ventana de lentitudes (extremos y numero de puntos)
Frequency and time data	
Fmin[Hz] Fwil[Hz] Fwir[Hz] Fmax[Hz] -Dt[sec]- SL-(2erPotenz)	
0.0010 0.0010 14.9000 14.9500 0.0400 2048	Ventana de frecuencias (extremos), intervalo de mostreo y longitud sismogramas
1234567890123456789012345678901234567890123456789012345678901234567890	

La forma en que opera el algoritmo *refgreensim* se describe a continuación.

1. Lectura, desde el fichero que contiene la descripción del modelo (*simgreen.dat*), de los parámetros del modelo de Tierra, del mecanismo focal (aunque en este programa solo se usa la profundidad de la fuente), la localización de las estaciones y los parámetros de cálculo.
2. Preparación del fichero de tipo texto *simgreen.erg*, en el que se tiene memoria del modelo utilizado y de los mensajes de errores que pueden aparecer durante la ejecución. Un ejemplo de este fichero se muestra en el apéndice B.
3. Cálculo numérico de las funciones de Green (en el dominio de frecuencias) mediante iteraciones cíclicas en las que van variando la lentitud, la frecuencia y la estación considerada. La determinación del término interno de la integral se obtiene, tras haber calculado progresivamente las matrices de reflectividad, de transmisividad y de fase descritas por Müller (1985).
4. Cálculo de los resultados en el dominio temporal mediante la aplicación de la transformada inversa de Fourier. Los resultados, en función del tiempo, se almacenan en ficheros distintos según se trate de las funciones de Green (*tgreen.**), de sus espectros (*green.**) o de los sismogramas elementales (*GSH** y *GPS**).

El algoritmo *refgreensim*, puede describirse mediante el siguiente esquema, que muestra también los ficheros necesarios a su ejecución y los que se obtienen como resultado.

Esquema del algoritmo refgreensim, utilizado para el cálculo de las funciones de Green y sismogramas elementales (los ficheros de entrada son representados con fondo morado, los de salida con fondo azul):



3.1.3 Algoritmos para la representación gráfica de las funciones de Green

También se han generado un conjunto de programas que permiten la representación gráfica de los resultados obtenidos. En primer lugar se ha escrito un código Fortran (*convertref*) que lee los ficheros relativos a las funciones de Green y a los sismogramas elementales y los guardan en un formato mas sencillo para la representación gráficas. A continuación se han desarrollado varios programas en GMT, como por ejemplo *greenhh.gmt* y *simgreen.gmt* que permiten visualizar estos resultados.

Como ejemplo de los resultados que se pueden obtener mediante los algoritmos descritos anteriormente se muestran algunas funciones de Green y sismogramas elementales obtenidos por determinadas situaciones teóricas.

Se presentan los resultados para un modelo de Tierra (figura 3.6) constituido por un semiespacio homogéneo en el que densidad, velocidad de las ondas P y de las ondas S se mantienen constantes.

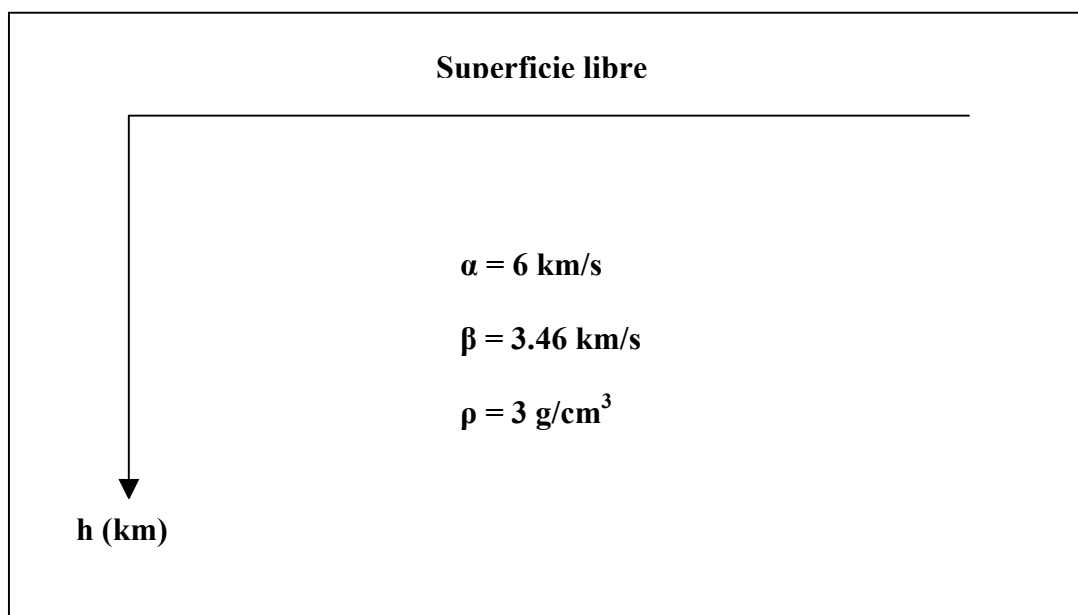


Fig. 3.6 Modelo de Tierra de semiespacio homogéneo. Se muestran los valores de la velocidad de las ondas P, S y densidad del medio.

La profundidad del foco se ha establecido en 10km. Las funciones de Green se han calculado para una estación situada a distancia epicentral de 60km y con acimut 45°.

En la figura 3.7 se muestran los sistemas de coordenadas utilizados.

Al considerar un modelo de semiespacio homogéneo no existen discontinuidades mas profundas del foco que puedan producir reflexiones o refracciones de las ondas que se propagan de la fuente hacia abajo. Por tanto las únicas ondas internas que pueden observarse son las ondas directas, P y S, y la onda inhomogénea sP que se produce en consecuencia de la presencia de la superficie libre, a distancias epicentrales superiores a un valor crítico de aproximadamente 7km.

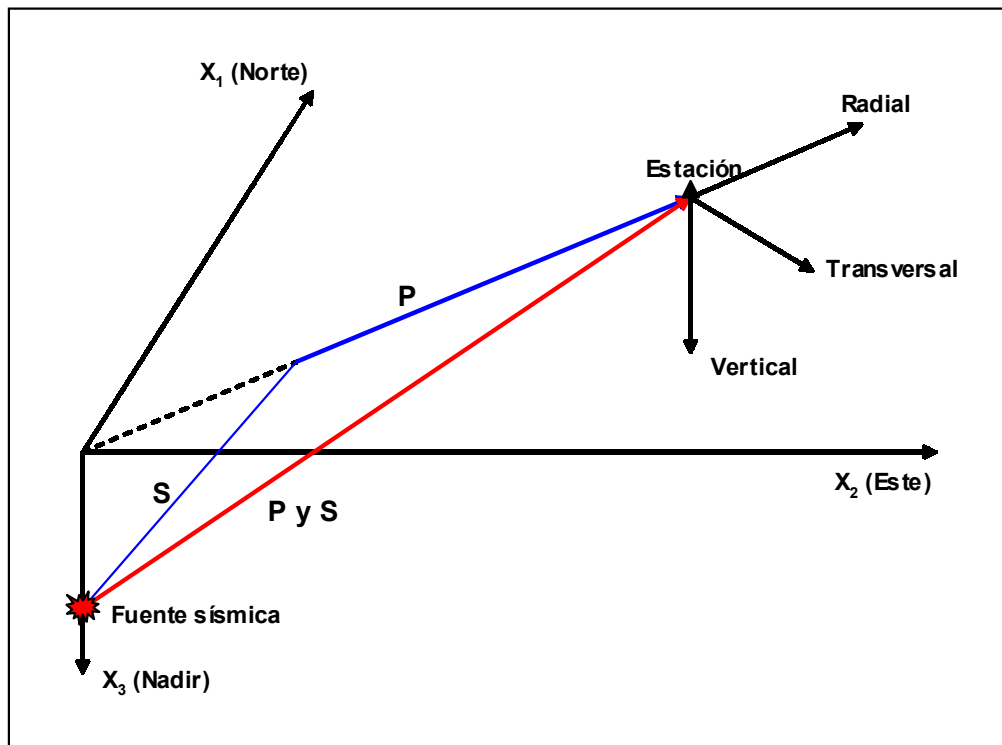


Fig. 3.7 Representación gráfica de los sistemas de ejes, en el foco y en la estación, y trayectorias de las ondas internas: ondas P y S directas (en rojo) y onda sP (en azul).

En la figura 3.8, se muestran las seis funciones de Green relativas a la componente radial del desplazamiento en función del tiempo. La ventana temporal empieza en el momento del sismo e tiene una duración de 41,96 segundos. La notación utilizada hace corresponder, a título de ejemplo, R12 a la función de Green de la componente radial asociada a la componente M_{12} del tensor momento sísmico. Los índices 1, 2 y 3 se refieren respectivamente a las direcciones Norte, Este, Nadir.

En la figura se observan las funciones de Green relativas a las seis componentes independientes del tensor momento sísmico, en función del tiempo. Las amplitudes están normalizadas, de forma que la amplitud máxima de las seis funciones de Green es el valor unitario.

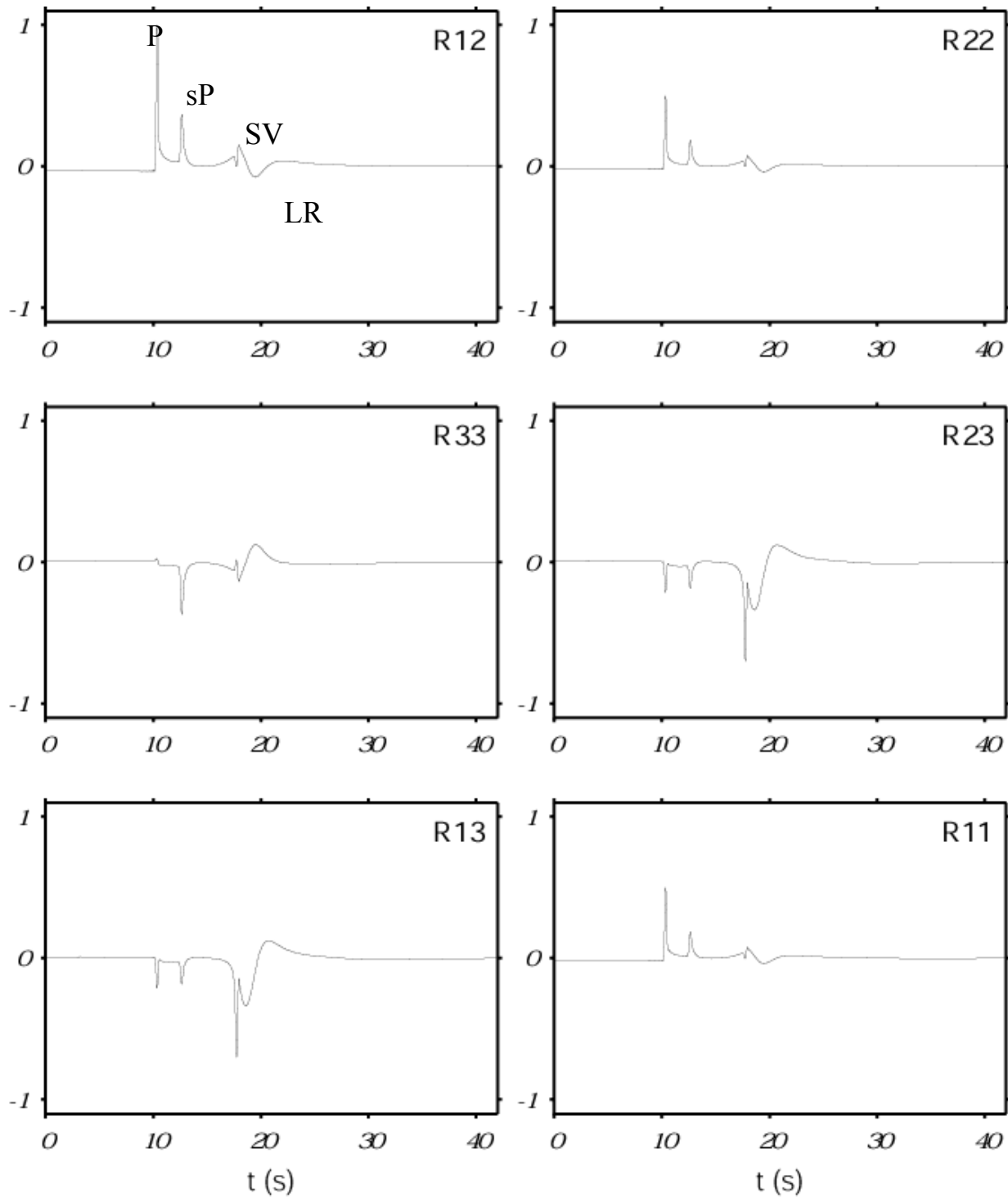


Fig. 3.8 Funciones de Green para la componente radial en función del tiempo obtenidas para el modelo de Tierra (fig. 3.5) y estación a 60km de distancia epicentral y con acimut de 45°. Se han indicado las fases P, sP, SV y Rayleigh (LR) en la gráfica superior izquierda.

De forma equivalente las figuras 3.9 y 3.10 muestran las funciones de Green para las componentes verticales y transversales del desplazamiento.

Las semejanzas y simetrías de algunas de estas funciones de Green se deben a la simetría del modelo de Tierra. Por otro lado la función de Green para la componente transversal asociada a la componente M_{33} del tensor momento sísmico es nula,

reflejando el hecho de que un par de fuerzas verticales no puede excitar ondas SH (Koch, 1991).

Como se ha explicado en el capítulo anterior, debido a las simetrías de un modelo de Tierra estratificado en capas horizontales es suficiente considerar, en lugar de las funciones de Green mostradas en las figuras 3.8, 3.9 y 3.10, ocho sismogramas elementales. Estos se presentan en las figuras 3.11, 3.12 y 3.13 y son equivalentes a las funciones de Green.

Estos ocho sismogramas elementales independientes corresponden 3 a la componente radial (figura 3.11), 3 a la componente vertical (figura 3.12) y solo 2 a la componente transversal (3.13). Las ventanas representadas en las figuras 3.11-3.13 tienen una duración de 41,96s.

Las amplitudes están normalizadas, de forma que la amplitud máxima (en este caso para la componente transversal) sea igual a la unidad.

En todas las gráficas aquí presentadas, podemos observar la llegada de diferentes fases: la P directa a 10.14s, la sP (observable a partir de distancias epicentrales superiores a 7km) a 12.36s, la S directa a 17.58s y las superficiales. Las ondas directas recorren una trayectoria recta entre el foco y la estación, atravesando un medio homogéneo. La inhomogénea sP incide con ángulo crítico en la superficie de la Tierra, aproximadamente a 7km del epicentro, siguiendo a partir de ese punto una trayectoria horizontal en la superficie de la Tierra. Un simple cálculo permite obtener los tiempos de llegada de los rayos rectos y comprobar la exactitud de los tiempos de llegada obtenidos.

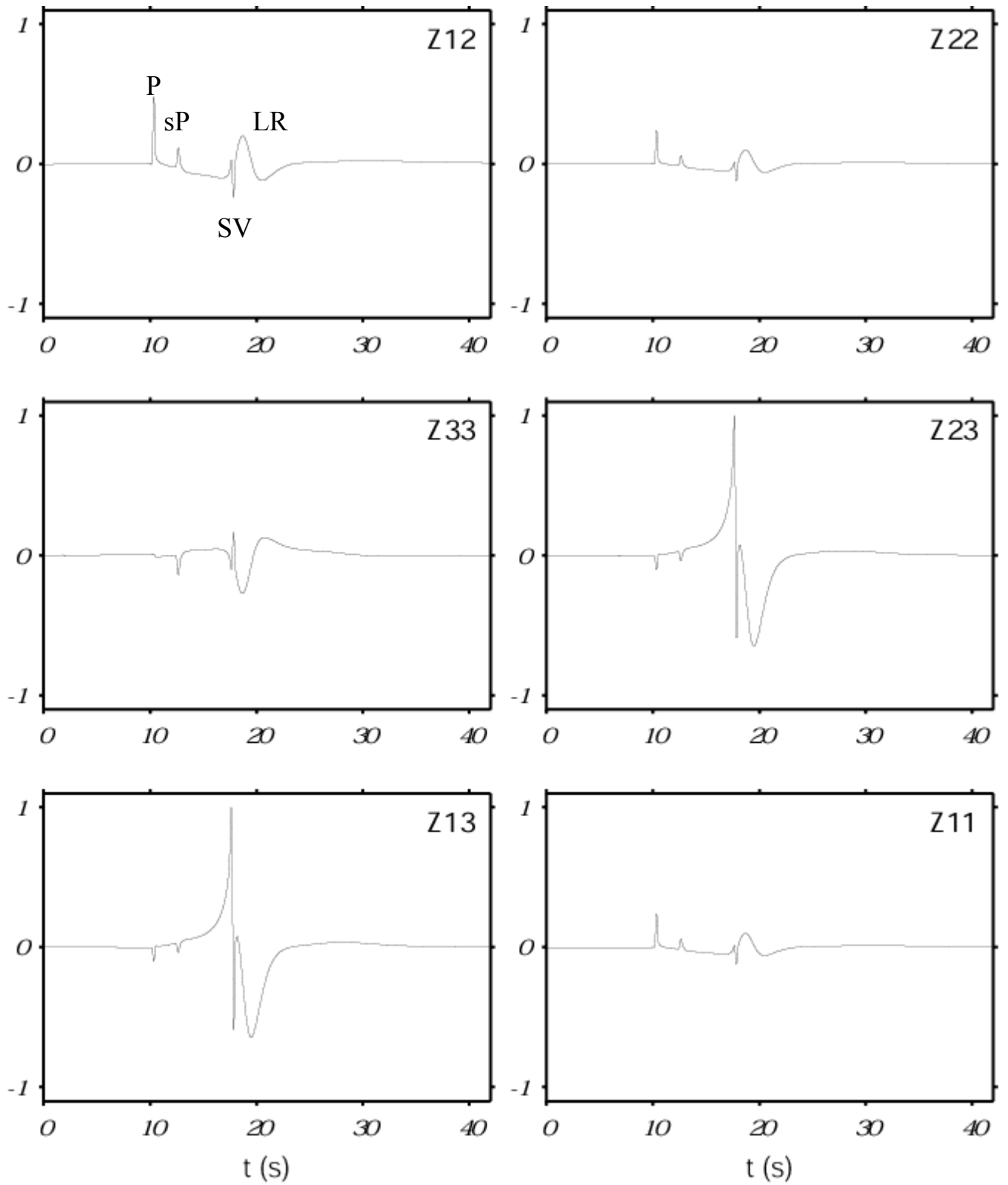


Fig. 3.9 Funciones de Green para la componente vertical en función del tiempo obtenidas para el modelo de Tierra (fig. 3.5) y estación a 60km de distancia epicentral y con acimut de 45°. Se han indicado las fases P, sP, SV y Rayleigh (LR) en la gráfica superior izquierda.

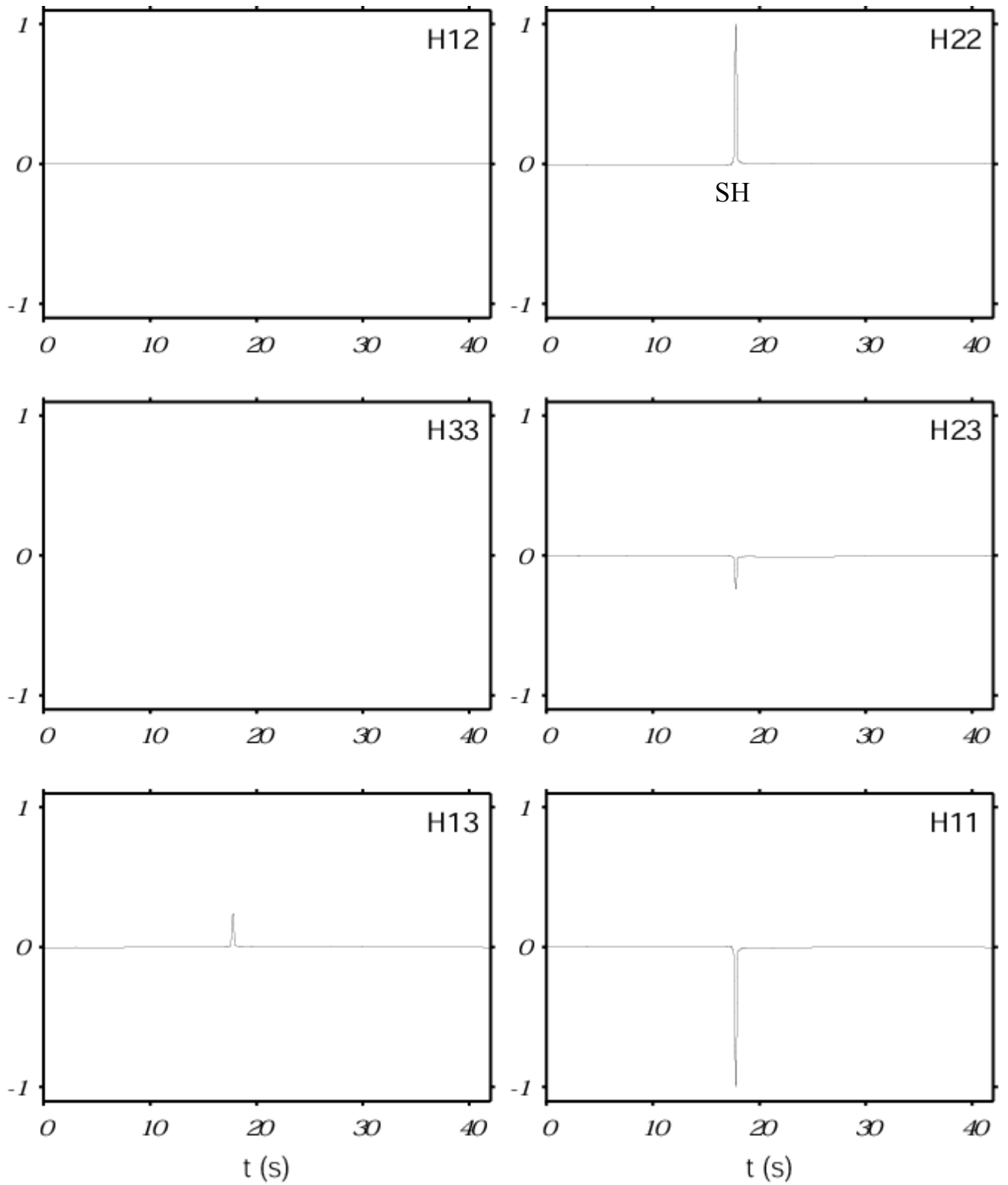


Fig. 3.10 Funciones de Green para la componente transversal en función del tiempo obtenidas para el modelo de Tierra (fig. 3.5) y estación a 60km de distancia epicentral y con acimut de 45°. Se ha indicado la fase SH en la gráfica superior derecha.

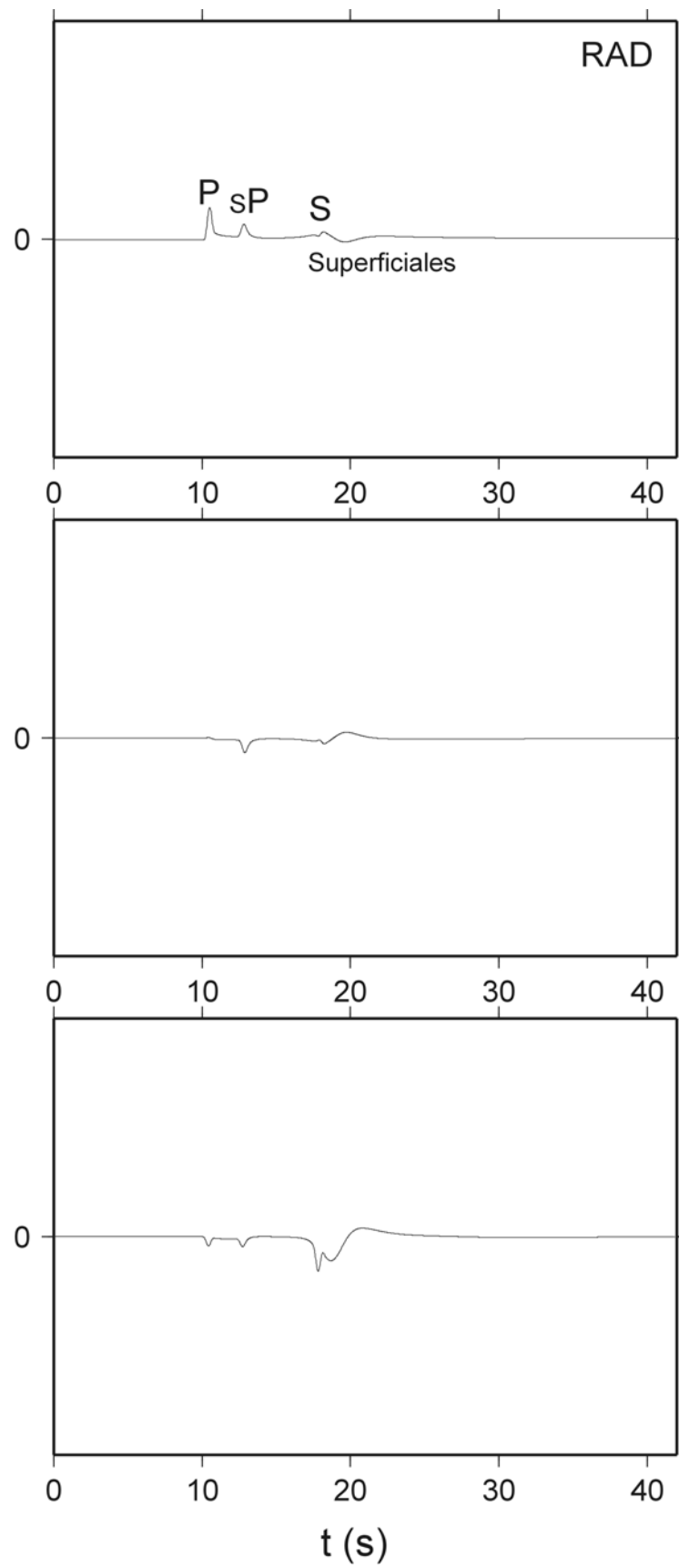


Fig. 3.11 Los tres sismogramas elementales para la componente radial en función del tiempo obtenidos para el modelo de Tierra (fig. 3.5) y estación está a 60km de distancia epicentral y con acimut de 45°. Se han indicado las fases P, sP, S y superficiales en la gráfica superior.

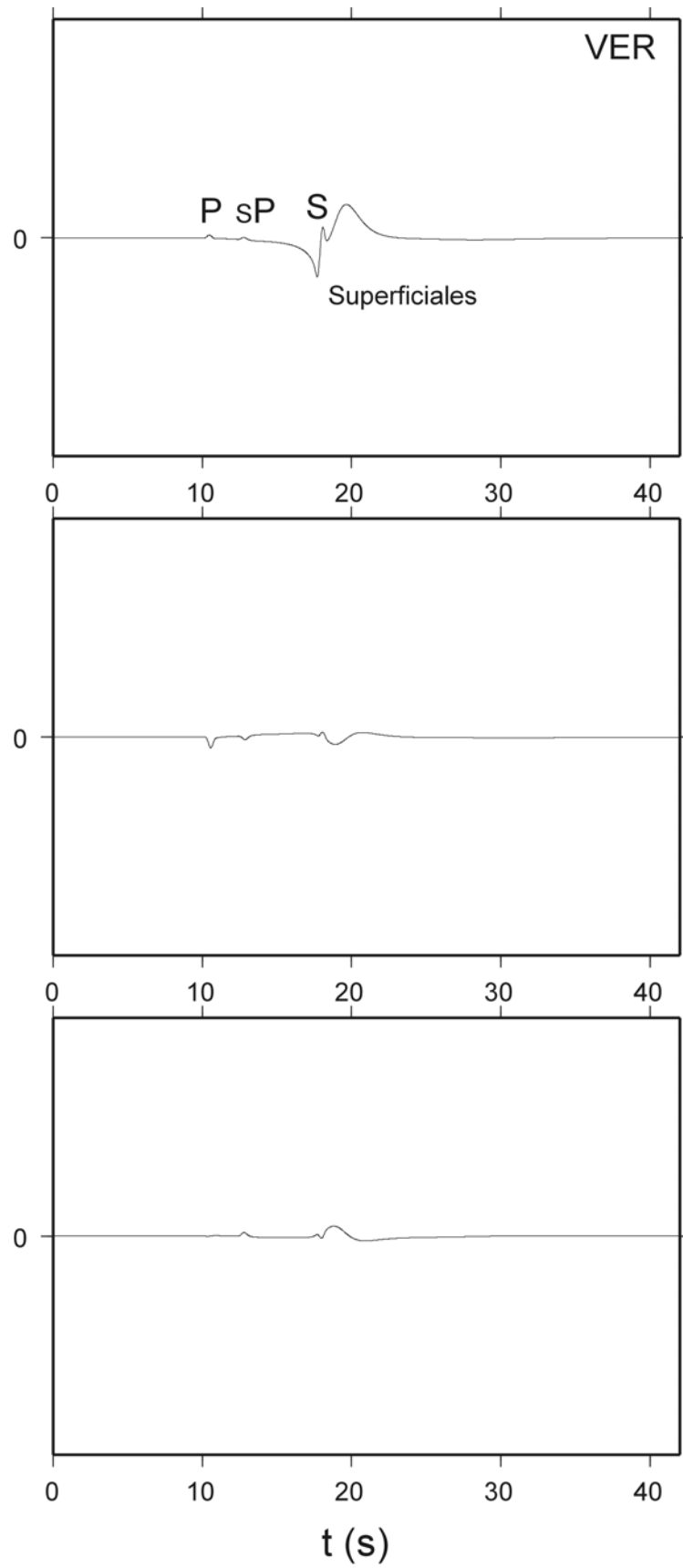


Fig. 3.12 Los tres sismogramas elementales para la componente vertical en función del tiempo obtenidas para el modelo de Tierra (fig. 3.5) y estación a 60km de distancia epicentral y con acimut de 45° . Se han indicado las fases P, sP, S y superficiales en la gráfica superior.

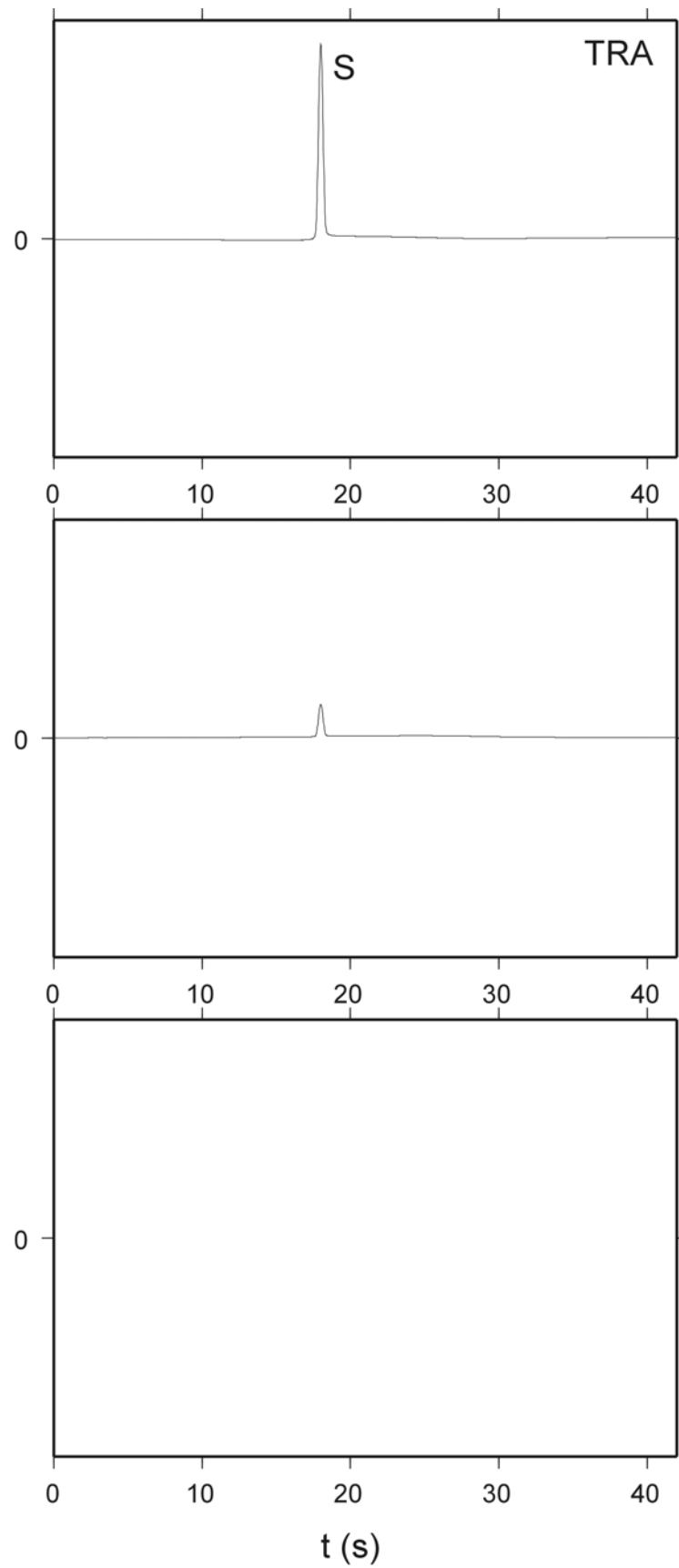


Fig. 3.13 Los dos sismogramas elementales para la componente transversal en función del tiempo obtenidos para el modelo de Tierra (fig. 3.5) y estación a 60km de distancia epicentral y con acimut de 45°. Se han indicado las fases P, sP, S y superficiales en la gráfica superior.

3.2 Obtención de los desplazamientos

Una vez calculadas las funciones de Green, el paso siguiente consiste en llevar a cabo la convolución entre estos términos y las derivadas del tensor momento sísmico. De esta forma se obtienen los desplazamientos teóricos o sintéticos, según la ecuación 2.17:

$$u_i(\underline{x}, t) = \dot{M}_l * G_{il} . \quad (3.2)$$

Para ello se ha desarrollado un algoritmo, *simseis*, que permite la obtención de los desplazamientos.

3.2.1 Algoritmo para el cálculo de los desplazamientos

La convolución entre las derivadas de las componentes del tensor momento sísmico y las funciones de Green, y la consecuente obtención de los desplazamientos, viene efectuada mediante el algoritmo *simseis*, también obtenido adaptando códigos anteriores.

El programa lee el fichero *simgreen.dat*, que ya se ha descrito anteriormente y que contiene la descripción del modelo. Entre los parámetros indicados en este fichero están las componentes del tensor momento sísmico y el valor del momento escalar.

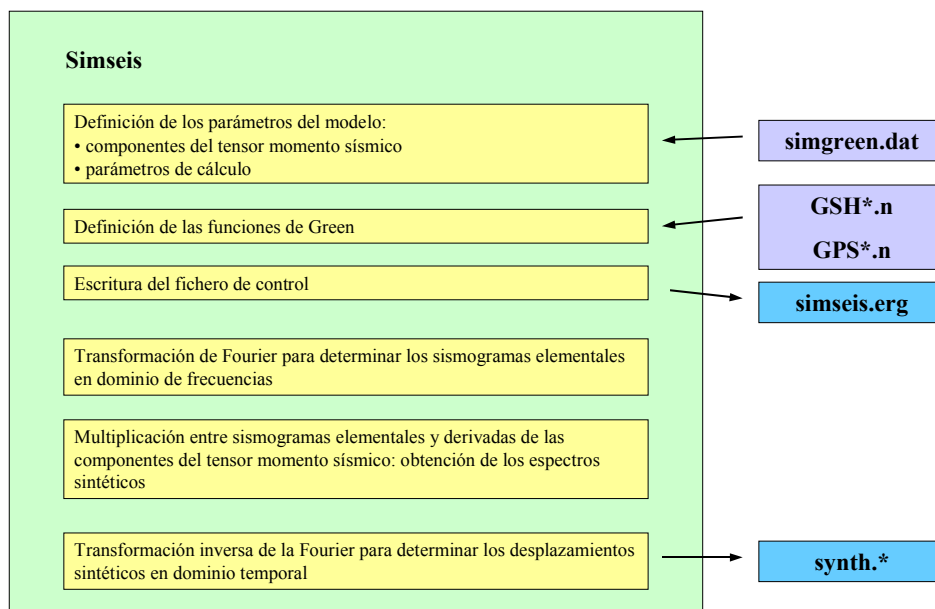
Por otro lado las funciones de Green en forma de sismogramas elementales en dominio de frecuencias se obtienen de los ficheros *GPS** y *GSH**, que se han obtenido en el apartado anterior como resultado del código *refgreensim*.

Como resultado de la ejecución del algoritmo *simseis*, se obtienen los desplazamientos teóricos en las tres componentes (radial, vertical y transversal) para cada estación. Los desplazamientos son calculados en dominio temporal y se almacenan en los ficheros *synth.**.

El fichero *simseis.erg* se utiliza para tener memoria del modelo utilizado para el cálculo y averiguar eventuales errores de ejecución del código.

Un esquema del algoritmo se muestra a continuación.

Esquema del algoritmo *simseis*, utilizado para el cálculo de los desplazamientos sintéticos (los ficheros de input son representados con fondo morado, los de output con fondo azul):



Se ha desarrollado un conjunto de rutinas que permiten modificar el formato de los datos y de representarlos gráficamente: en primer lugar debe aplicarse el algoritmo *convertsim*, que modifica el formato de los ficheros de output que contienen la información relativa a los sismogramas sintéticos. A continuación, para la representación gráfica de los sismogramas sintéticos en función del tiempo, puede utilizarse el código GMT *simsynth.gmt*.

A título de ejemplo, en la figura 3.14 se muestran los desplazamientos relativo al caso teórico tratado en el párrafo anterior, es decir el resultado de la convolución de las funciones de Green con las derivadas temporales de las componentes del tensor momento sísmico: modelo de Tierra de semiespacio homogéneo, fuente de $M_0=10^{17}\text{Nm}$ a profundidad de 10km, estación a una distancia de 60km y azimuth 55° . Se ha utilizado un mecanismo focal de cizalla (fig. 3.17).

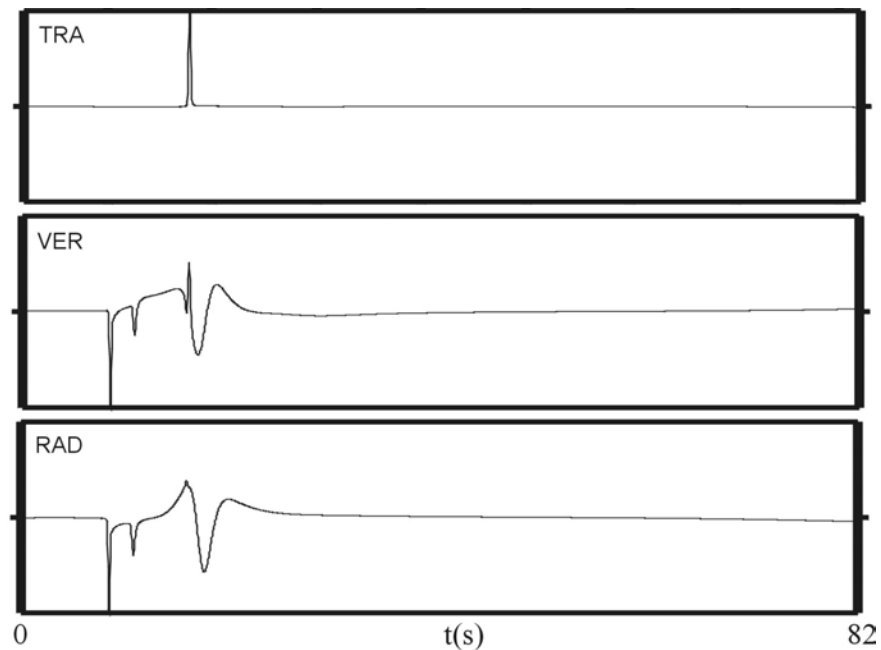


Fig. 3.14 Componente transversal (superior), vertical (en medio) y radial (inferior) de los desplazamientos para una estación a distancia epicentral de 60km, azimut de 55°. Se han obtenido para un modelo de Tierra M1 (fig. 3.5), mecanismo focal de desgarre y profundidad de la fuente de 10km.

3.3 Test sintéticos: descripción

Se ha aplicado la metodología explicada a una serie de casos teóricos, para observar la influencia de algunos parámetros en las características de los desplazamientos. La finalidad de estas pruebas consiste en aislar posibles errores en la resolución del problema inverso. Una ventaja de utilizar modelos teóricos es que es posible observar con mas claridad estos efectos.

Los casos estudiados corresponden a variaciones en el modelo de Tierra, el mecanismo focal y la profundidad de la fuente. En todos los casos se estudiarán los desplazamientos en un conjunto de ocho estaciones. La disposición de las estaciones se ha elegido en función de las siguientes hipótesis.

- a) Distancias epicentrales en un rango entre 60 y 180km. Estas distancias son comparables con las que se esperan para el estudio de terremotos ocurridos en España.

b) Estaciones que presentan una buena cobertura azimutal del epicentro. En este caso, la elección se ha hecho en vista de los estudios teóricos del problema inverso, en los que se quieren evaluar los efectos del tipo de cobertura azimutal.

Las características de las ocho estaciones, en términos de distancia epicentral y acimut, se muestran en la tabla 3.1 y figura 3.15.

Tab. 3.1 Estaciones utilizadas para el estudio de los desplazamientos sintéticos en casos teóricos: para cada estación se indica el nombre, la distancia epicentral (en km) y el acimut.

Estación	Distancia epicentral (km)	Acimut (°)
ST1	140	190°
ST2	60	235°
ST3	100	280°
ST4	140	325°
ST5	100	10°
ST6	180	55°
ST7	140	100°
ST8	100	145°

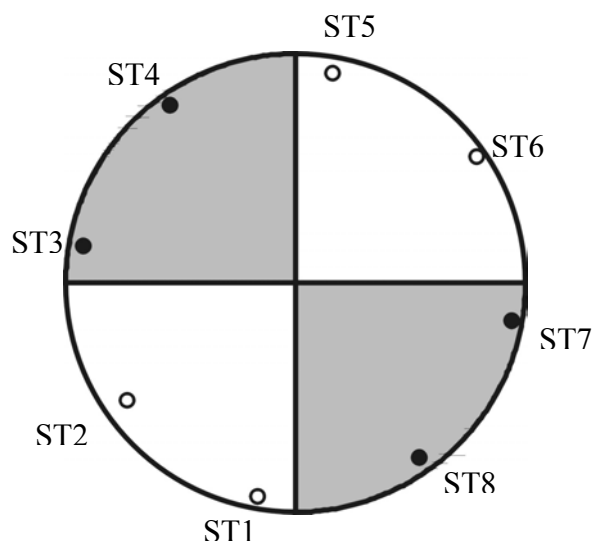


Fig. 3.15 Localización de las estaciones sobre una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal. El mecanismo focal representado corresponde a una falla de desgarre. Los círculos blancos indican dilataciones y los negros compresiones.

Las características de la fuente sísmica son un momento sísmico escalar $M_0=10^{17}$ N·m y una duración de la función temporal de la fuente de 0.5 s. El mecanismo focal y la profundidad del foco varían en cada caso. Estos parámetros se han elegido por ser realistas para el caso de los terremotos de interés que pueden producirse en el Sur de España. Un momento sísmico de 10^{17} N·m corresponde a una magnitud $M_w = 5.2$, de acuerdo con la ecuación (Kanamori, 1977):

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.1, \quad (3.3)$$

que es un valor razonable para los terremotos de esta región.

Los desplazamientos calculados tienen una duración máxima de 81,92s, un intervalo de muestreo de 0.02s y se han obtenido aplicando un filtro paso banda entre 0.001 y 4.95Hz.

A continuación se describen los resultados obtenidos en función de tres parámetros: el modelo de Tierra, el mecanismo focal (mecanismo dominante y porcentaje de CLVD) y la profundidad de la fuente.

3.3.1 Variación del modelo de Tierra

Como primer caso se estudia la influencia de distintos modelos de Tierra sobre las características de los desplazamientos. Se han elegido cuatro modelos de Tierra, en los que el medio se representa mediante un determinado número de capas horizontales (figura 3.16). A lo largo del texto se hará referencia a estos modelos de Tierra como modelos M1, M2, M3 y M4.

1. **Modelo M1: semiespacio homogéneo.** Este es un modelo muy sencillo que, aunque siendo demasiado simplificado para representar la estructura de la Tierra, se puede utilizar como primera prueba para la verificación de la correcta ejecución del algoritmo de determinación de los sismogramas sintéticos. Este modelo la Tierra corresponde a un semiespacio en el que los valores de la velocidad de las ondas P, la de las ondas S, la densidad y los factores Q_α y Q_β son constantes ($\alpha=6.00\text{km/s}$, $\beta=3.46\text{km/s}$, $\rho=3.00\text{g/cm}^3$, $Q_\alpha=1000$, $Q_\beta=500$).

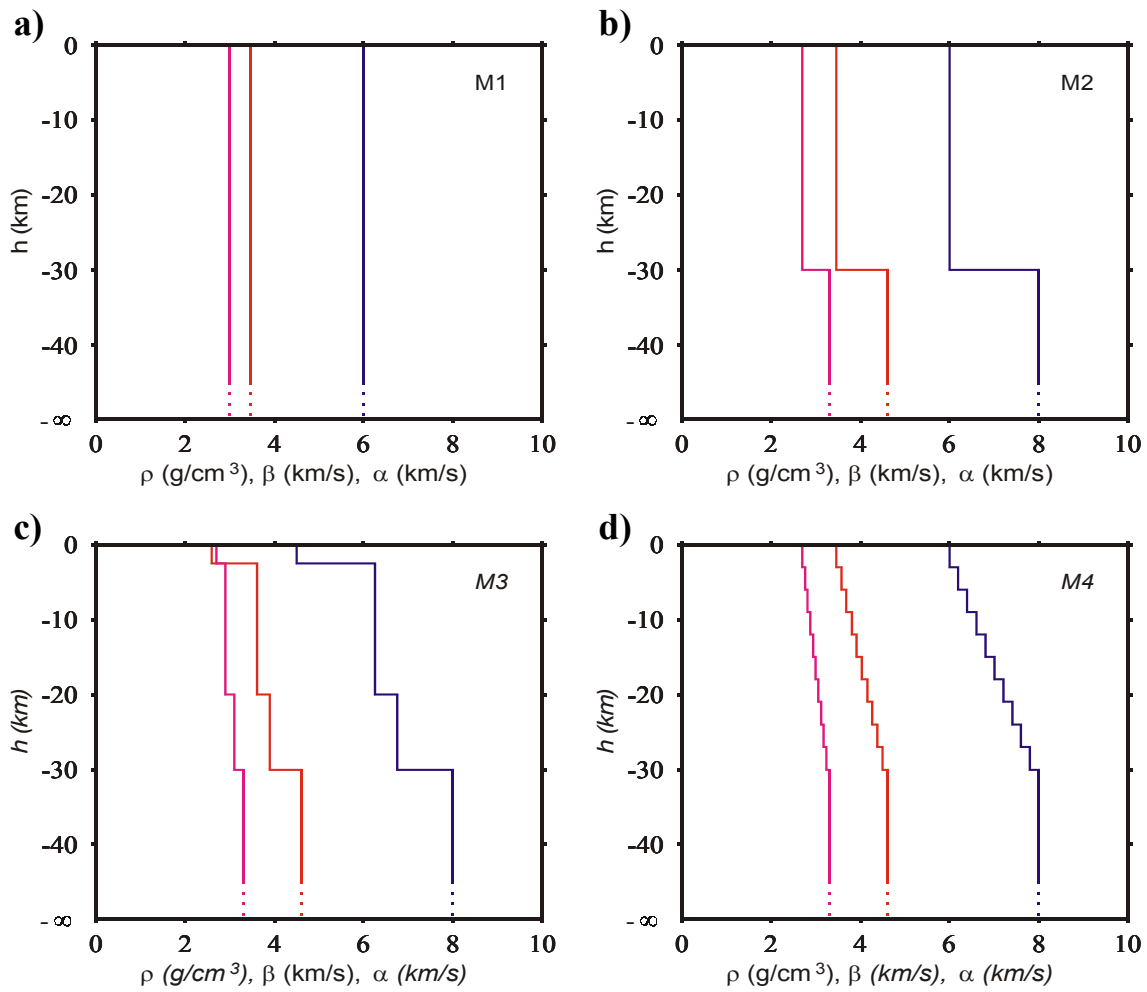


Fig. 3.16 Modelos de Tierra utilizados para los test teóricos. Modelo M1 (superior izquierda), M2 (superior derecha), M3 (inferior izquierda) y M4 (inferior derecha). Para cada modelo se indican la velocidad de las ondas P, S y la densidad.

2. Modelo M2: una capa sobre un semiespacio. El modelo incluye una capa de 30km de espesor, que puede representar, por ejemplo, una corteza continental, sobre un semiespacio homogéneo. Este modelo, aunque muy sencillo, introduce algunos detalles mas respecto al modelo 1. Los parámetros reológicos utilizados se indican a continuación. Los subíndices 1 y 2 hacen referencia respectivamente a la capa superficial y al semiespacio homogéneo: $\alpha_1=6.00\text{km/s}$, $\beta_1=3.46\text{km/s}$, $\rho_1=2.70\text{g/cm}^3$, $Q_{\alpha 1}=1000$, $Q_{\beta 1}=500$; $\alpha_2=8.00\text{km/s}$, $\beta_2=4.62\text{km/s}$, $\rho_2=3.30\text{g/cm}^3$, $Q_{\alpha 2}=1000$, $Q_{\beta 2}=500$. Los coeficientes de atenuación en el semiespacio inferior se han mantenido iguales a los utilizados para la corteza, considerando que esto influye solo en la anchura y amplitud de las fases.

3. Modelo M3: tres capas sobre un semiespacio. Para reproducir con mas detalle la estructura interna de una corteza continental, se divide la primera capa del

modelo anterior en tres regiones que corresponden a unas estructuras de sedimentos, corteza superior y corteza inferior. Estas capas intentan reproducir las mayores características de la estructura cortical. Los valores de los parámetros reológicos en las distintas capas se muestran en la tabla 3.2.

Tab.3.2 Parámetros reológicos para el modelo de Tierra M3.

Capa	h_{sup} (km)	h_{inf} (km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q_α	Q_β
1	0	2.5	4.50	2.60	2.70	1000	500
2	2.5	20	6.25	3.61	2.90	1000	500
3	20	30	6.75	3.90	3.10	1000	500
Semiespacio	30	∞	8.00	4.62	3.30	1000	500

- 4. Modelo M4: gradiente de velocidad.** Este modelo substituye a la capa del modelo 2, una serie de capas más finas, del espesor de 3km cada una, de forma que las velocidades de las ondas P y S y la densidad, varíen de forma gradual entre la superficie terrestre y la superficie de separación con el semiespacio homogéneo. La tabla 3.3 muestra los valores de los parámetros reológicos que definen el modelo de Tierra.




Tab.3.3 Parámetros reológicos para el modelo de Tierra M4.

Capa	h_{sup} (km)	h_{inf} (km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q_α	Q_β
1	0	3	6.00	3.46	2.70	1000	500
2	3	6	6.20	3.58	2.76	1000	500
3	6	9	6.40	3.69	2.82	1000	500
4	9	12	6.60	3.81	2.88	1000	500
5	12	15	6.80	3.92	2.94	1000	500
6	15	18	7.00	4.04	3.00	1000	500
7	18	21	7.20	4.16	3.06	1000	500
8	21	24	7.40	4.27	3.12	1000	500
9	24	27	7.60	4.39	3.18	1000	500
10	27	30	7.80	4.50	3.24	1000	500
Semiespacio	30	∞	8.00	4.62	3.30	1000	500

3.3.2 Variación del mecanismo focal

Se han elegido cuatro modelos distintos de mecanismo focal, que corresponden a los casos de falla de cizalla, normal, inversa y vertical. A continuación se hará referencia a estos mecanismos respectivamente mediante las siglas ingleses SS (*Strike Slip*), R (*Reverse*), N (*Normal*) y V (*Vertical*). En todos los casos se trata de mecanismos correspondientes a un puro doble par. Para estas pruebas se han mantenidos el momento sísmico y la duración del terremoto definidos anteriormente. En la tabla 3.4 se indican los parámetros que definen los mecanismos utilizados.

Tab. 3.4 Mecanismos focales utilizados. Para cada uno se indican los ángulos de buzamiento (δ), deslizamiento (λ) y acimut (ϕ) expresados en grados.

Mecanismo	Acimut (ϕ)	Buzamiento (δ)	Deslizamiento (λ)	Esfera focal
SS	0°	90°	180°	
R	0°	45°	90°	
N	0°	45°	-90°	
V	0°	90°	90°	

3.3.3 Variación del porcentaje de CLVD

El modelo de doble par de fuerzas no siempre es capaz de representar el mecanismo focal de un terremoto. En el capítulo anterior se ha visto como hay varias formas de descomponer el tensor momento sísmico para representar mecanismos más complejos. En este estudio, se utilizará la descomposición en un doble par y un CLVD (ecuación 2.53). Para estudiar los efectos de la presencia de una componente de no doble par en las características de los desplazamientos sintéticos se comparan modelos que presentan una componente de CLVD cada vez más importante: 0%, 8%, 19%, 31% y 44%. Nótese que valores inferiores al 15% se deben considerar aceptables para casos reales (Coca, 1999). Se recuerda que el porcentaje de CLVD se ha definido mediante la ecuación 2.54:

$$\%CLVD = 200 \left| \frac{m_{\min}^*}{m_{\max}^*} \right| \quad (3.4)$$

3.3.4 Variación de la profundidad de la fuente

Para estudiar el efecto producido por la variación en la profundidad del foco, en el caso de terremotos superficiales, se han efectuado distintas pruebas utilizando fuentes a profundidades de 3, 5, 7, 10, 15 y 20km, para todos los mecanismos focales descritos en el apartado anterior. El modelo de Tierra utilizado para estudiar la variación de este parámetro es siempre el modelo M1.

3.4 Resultados

A continuación se presentan los resultados de los test realizados. En las figuras se muestran las componentes transversal (derecha), vertical (centro) y radial (izquierda) de los desplazamientos en cada estación. Se ha elegido una ventana temporal de 81,96s de duración.

Las amplitudes mostradas están normalizadas. Esto permite observar mas claramente los desplazamientos de menores amplitudes. Para mayor información, en la parte superior derecha de cada gráfica se ha indicado la amplitud máxima (expresada en cm).

Como primer resultado, se muestran los desplazamientos (fig. 3.17) para las ocho estaciones en el caso de un modelo sencillo: modelo de Tierra M1 (fig. 3.16a), mecanismo de desgarre SS (fig. 3.15) y profundidad de la fuente de 10km.

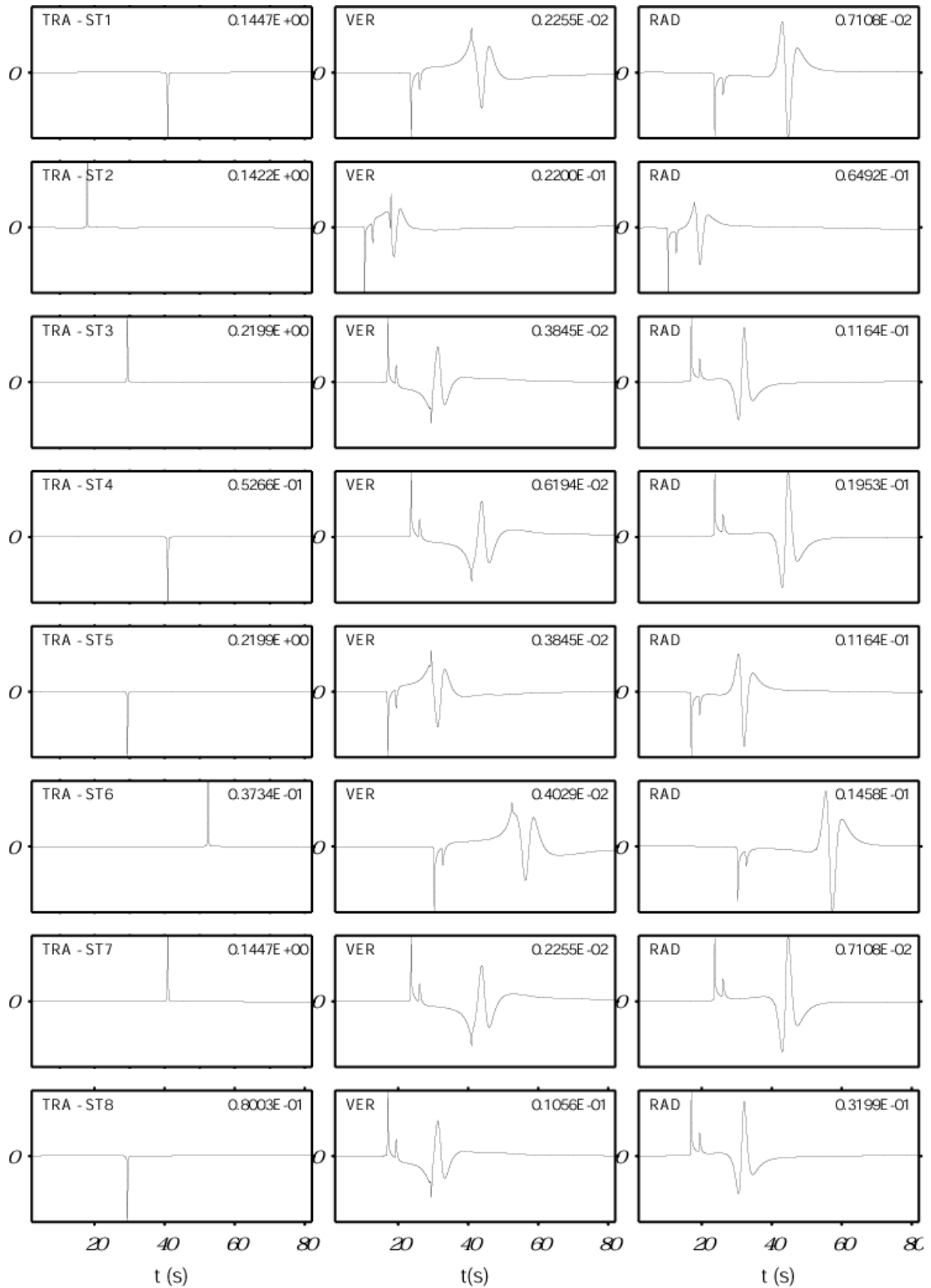


Fig. 3.17 Componente transversal (izquierda), vertical (centro) y radial (derecha) de los desplazamientos normalizados para las estaciones ST1-ST8 (respectivamente de arriba hacia abajo). Se han obtenido para un modelo de Tierra M1 (fig. 3.16a), mecanismo focal SS (fig. 3.15) y profundidad de la fuente de 10km.

En la figura anterior se puede observar como al aumentar la distancia epicentral las distintas fases llegan con mas retraso y tienen menor amplitud. Así, por ejemplo, las ondas P y S directas llegan respectivamente con una hora de llegada de 10.03s y 17.40s en el caso de la estación más cercana (ST2, distancia epicentral de 60km) y de 30.01s y 52.04s en la más lejana (ST6, a 180km) A la vez, las amplitudes de esos picos en dichas estaciones se reducen respectivamente de 0.022cm y 0.142cm (componente vertical de la onda P directa y ondas SH), a 0.004cm y 0.037cm. Tratándose de un modelo de Tierra muy sencillo, no se observan diferencias en las fases: P directa, S directa, sP y ondas superficiales. También se puede observar la variación de la polaridad, según el acimut de las estaciones (las estaciones están ordenadas de arriba abajo, aumentando su acimut).

Al fin de estudiar como la variación de determinados parámetros produce variaciones en las características de los desplazamientos se han llevado a cabo varias pruebas con situaciones teóricas. Una ventaja de utilizar modelos relativamente sencillos es que esto permite observar con más claridad la influencia de la variación de cada factor.

Se exponen con detalle los resultados obtenidos para la estación ST1. Se ha comprobado la validez de las observaciones hechas para la totalidad de las estaciones elegidas (respecto a este punto, algunos resultados más se muestran en el apéndice C).

3.4.1 Variación del mecanismo focal, M1, h=10km, %CLVD=0

Los desplazamientos obtenidos para los cuatro mecanismos focales de desgarre (SS), inversa (R), normal (N) y vertical (V) se presentan en la figura 3.18. Los mecanismos son de puro doble par, el modelo de Tierra utilizado es el M1 (figura 3.16a) y la profundidad de la fuente está fijada en 10km.

La comparación de los resultados es interesante para evaluar las similitudes entre desplazamientos debidos a mecanismos focales distintos utilizando el mismo modelo de Tierra: las fases observadas, sus tiempos de llegada y el contenido en frecuencia de los desplazamientos se mantienen en todas las gráficas, al depender del modelo de Tierra, de la profundidad de la fuente y de la disposición de las estaciones. No pueden extrapolarse conclusiones generales a partir de la observación de las polaridades y de las amplitudes de las distintas llegadas, ya que estos dependen de la particular elección de los mecanismos focales.

Por otro lado el análisis de los desplazamientos obtenidos en términos de polaridades es útil para comprobar la validez de los resultados, coherentes por ejemplo en determinar las simetrías que se observan para los mecanismos R y N.

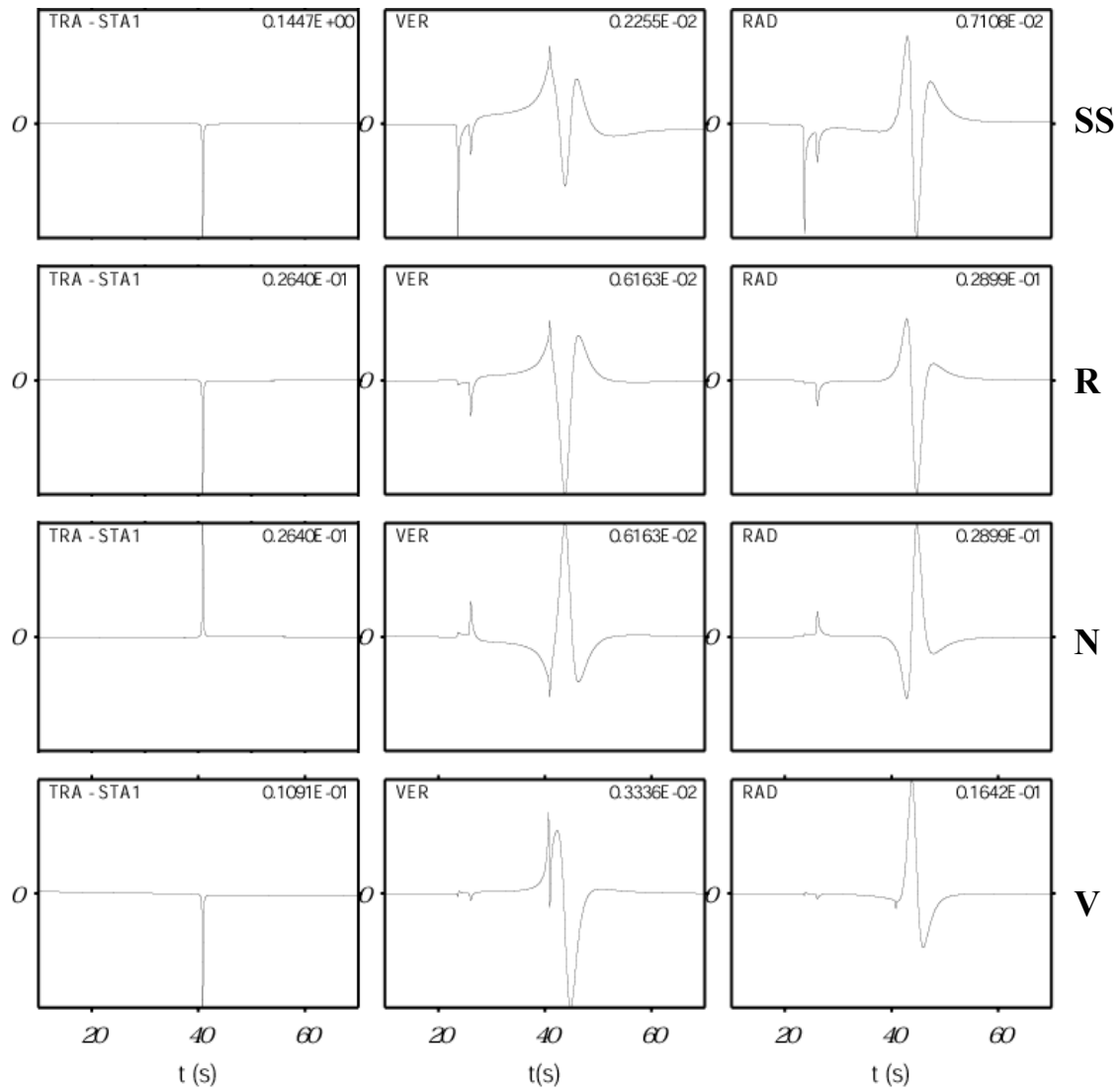


Fig. 3.18 Componente transversal (izquierda), vertical (centro) y radial (derecha) de los desplazamientos normalizados para la estación ST1 correspondientes a un modelo de Tierra M1, una profundidad de la fuente de 10km y mecanismos focales SS, R, N y V respectivamente.

A partir de estos resultado se ha estudiado como la variación del modelo de Tierra, la profundidad de la fuente y el porcentaje de CLVD afectan a los desplazamientos en la estación ST1 para un mecanismo de desgarre.

3.4.2 Variación del modelo de Tierra, $h=10\text{km}$, SS, $\%CLVD=0$

La comparación entre modelos de Tierra distintos permite identificar relaciones entre la estratificación del modelo cortical y las características de los desplazamientos sintéticos.

Los resultados obtenidos utilizando los cuatro modelos de Tierra M1, M2, M3 y M4 se presentan en la figura 3.19. Las gráficas muestran las componentes espaciales de los desplazamientos teóricos calculados por la estación ST1, utilizando un mecanismo focal SS, con porcentaje de CLVD nulo, es decir un mecanismo de puro doble par, y una profundidad de la fuente de 10km.

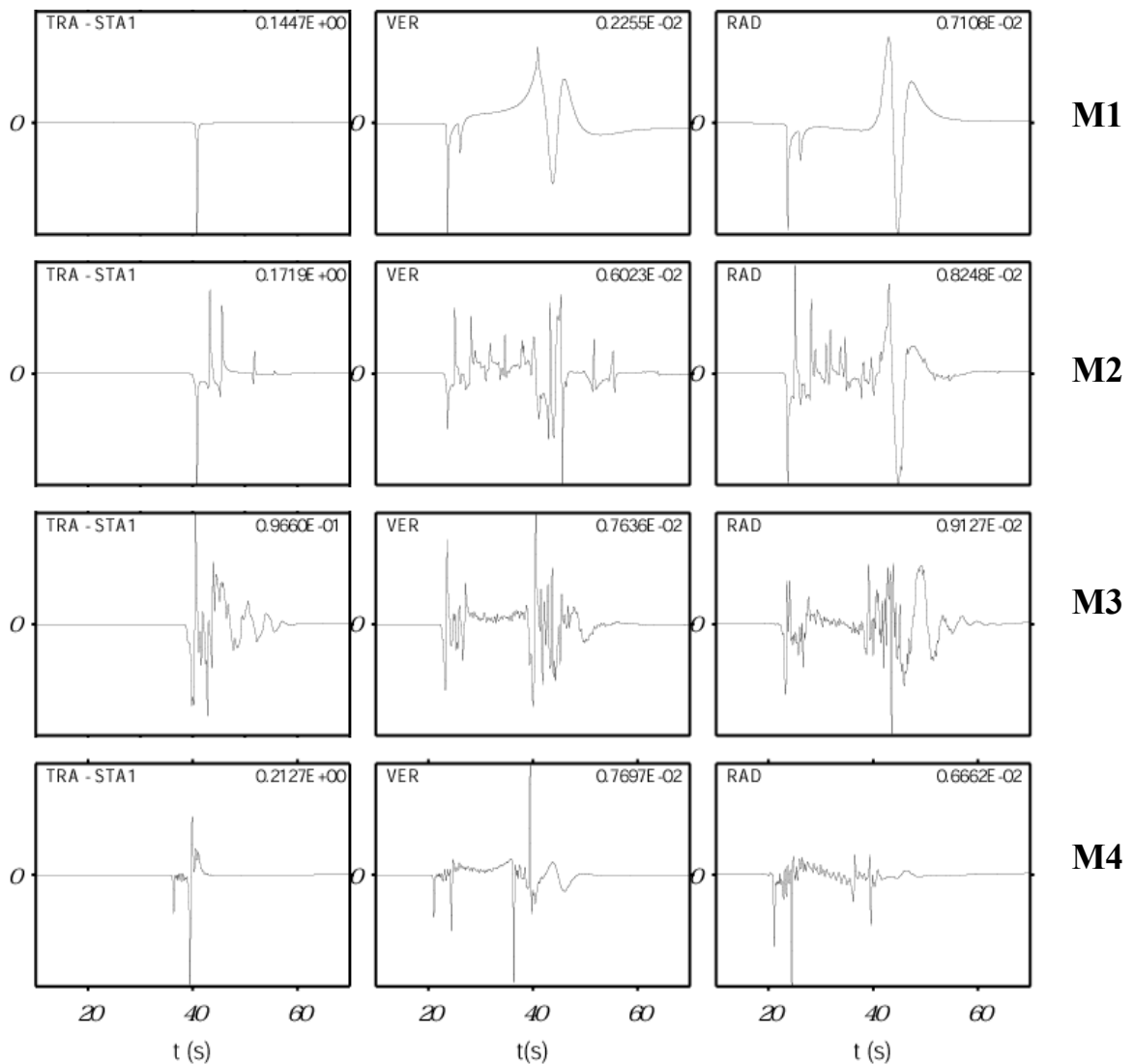


Fig. 3.20 Componente transversal (izquierda), vertical (centro) y radial (derecha) de los desplazamientos normalizados para la estación ST1 correspondientes a un mecanismo focal SS, con porcentaje de CLVD nulo, una profundidad de la fuente de 10km y modelos de Tierra M1, M2, M3 y M4, respectivamente.

De la comparación de los resultados representados en la figura 3.19 con los de la figura 3.18, se observa que para el modelo M1 de semiespacio homogéneo, se obtienen unos desplazamientos sencillos, en los que se distinguen claramente la llegada de todas las ondas previstas teóricamente. La onda P directa (en el caso de la estación ST1, a 23.4s) se observa en sus componentes radiales y verticales. La onda S directa (para ST1 a 40.6s) es evidente en su componente transversal y visible, con menor amplitud, en la componente vertical. La onda sP (para ST1 a 25.ts) es visible en las componentes verticales y radiales, como también las ondas superficiales. No hay otras reflexiones ni refracciones debido a la ausencia de superficies de discontinuidad a parte la superficie libre.

Si se modifica el modelo M1 añadiendo una capa de 30km de espesor que representa la corteza (modelo M2) o tres capas con espesor de 2.5km, 17.5km y 10km que describen respectivamente los sedimentos, la corteza superior y la inferior (modelo M3), los desplazamientos se complican, presentando una serie de llegadas debidas a las reflexiones y refracciones en las superficies de discontinuidad que separan estas capas.

En el caso del modelo M2 siguen visibles las llegadas de las ondas P y S directas, así como las ondas superficiales, especialmente en la componente radial. Por el contrario la amplitud de las ondas superficiales en la componente vertical se reduce considerablemente y se superpone al conjunto de reflexiones que siguen la llegada de la S directa. Todos los desplazamientos resultan mas complicados, como se ve claramente comparando la componente transversal por el modelo M1, que es extremadamente sencilla, con la del modelo M2.

Los desplazamientos calculados por el modelo M3 siguen mostrando con claridad la llegada de las ondas directas, aunque las amplitudes disminuyen considerablemente con respecto a las del modelo de referencia M1. Es interesante notar la presencia de ondas superficiales en la componente transversal, además que en las otras componentes. La presencia de capas sobre el semiespacio produce un incremento de las frecuencias asociadas a las ondas superficiales.

Pasando ahora al análisis de los resultados obtenidos utilizando un modelo de gradiente de velocidad (modelo M4), se ve como los desplazamientos, aunque presenten numerosas llegadas, se pueden interpretar mas fácilmente que en los casos de los modelos M2 y M3. En general se distinguen las llegadas principales de las ondas

directas, así como de la onda sP. Además de estas llegadas, se observan nuevos picos asociados a las reflexiones en las diferentes superficies de discontinuidad.

Observando el comportamiento de las ondas S, se nota una mayor complejidad con la presencia de picos secundarios en las componentes transversal y verticales y en general un aumento de las amplitudes relacionadas con estas llegadas, con respecto a los modelos anteriores.

El modelo M4 se caracteriza también por la reducción de los periodos asociados a las ondas directas, con respecto a los tres modelos anteriores.

En cuanto a las ondas superficiales, estas siguen siendo visibles en los desplazamientos obtenidos con el modelo de Tierra M4, pero tienen una amplitud inferior respecto a las calculadas con el modelo de referencia M1.

El análisis del conjunto de los desplazamiento obtenidos para los distintos modelos muestra como al utilizar modelos mas complejos, que por otra parte por su estratificación son mas adecuados para la representación realista de la corteza, los desplazamientos tambien resultan mas complejos y por consecuencia la identificación de las fases, aconsejando utilizar las solas ondas directas para la comparación con los desplazamientos observados.

Consideraciones análogas pueden hacerse al comparar los sismogramas sintéticos para estos modelos de Tierra, cuando se considere otro tipo de mecanismo focal. Los resultados que se obtienen para los mecanismos focales N, R y V (tabla 3.4) se incluyen en el apéndice C.

3.4.3 Variación de la profundidad de la fuente, M1, SS, %CLVD=0

La comparación de resultados obtenidos eligiendo diversas profundidades de la fuente sísmica, muestra una clara influencia de este parámetro en las características de los desplazamientos. En la figura 3.20 se muestran los desplazamientos para la estación ST1, un modelo de Tierra M1, y un mecanismo focal SS, con porcentaje de CLVD nulo. La profundidad de la fuente se hace variar tomando valores de 3, 5, 7 10, 15 y 21km. No se estudian fuentes de mayor profundidad, ya que este estudio quiere aplicarse al caso de terremotos superficiales. Los resultados relativos a los otros mecanismos focales descritos en la tabla 3.4 (mecanismos N, R, y V) pueden encontrarse en el apéndice C.

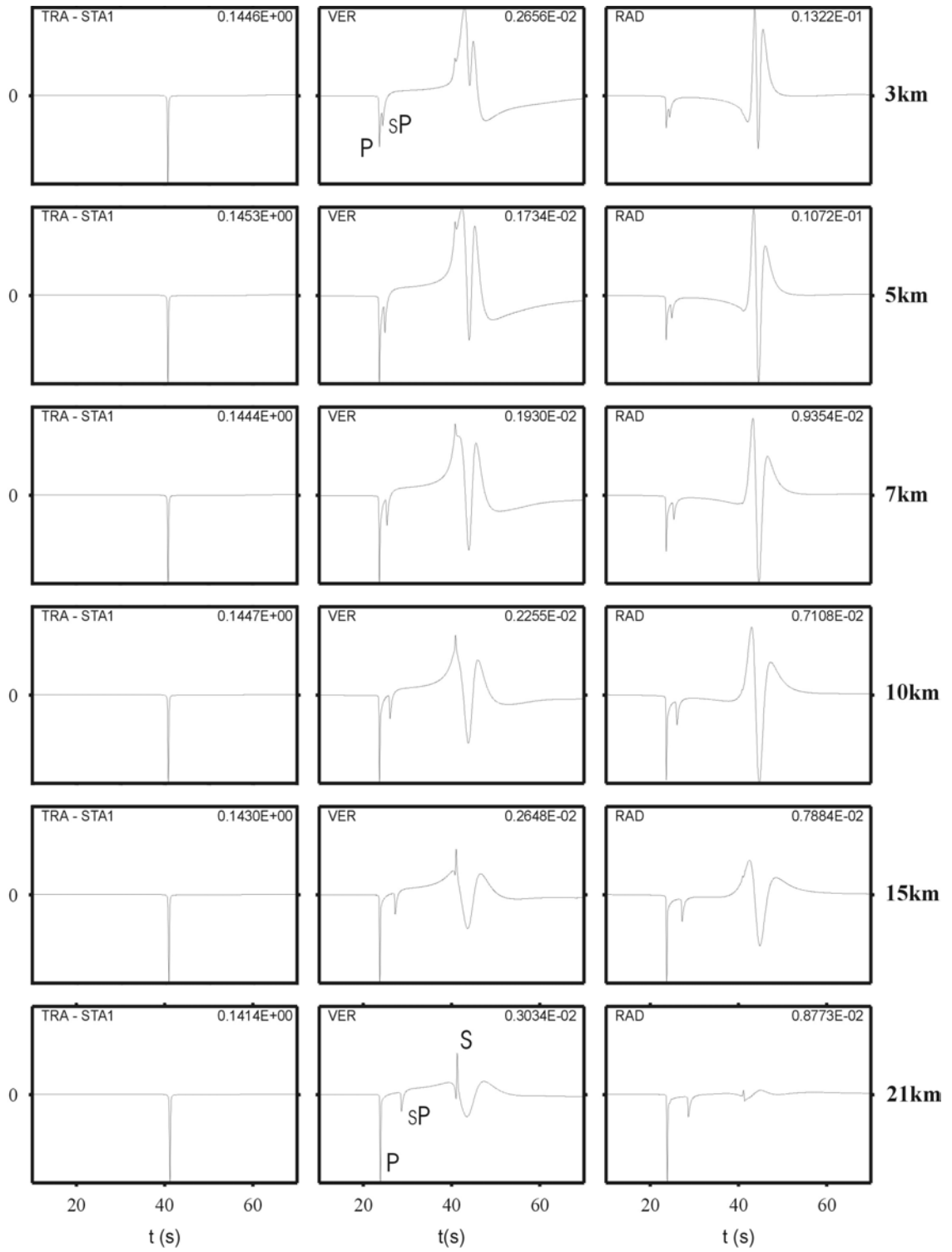


Fig. 3.20 Componente transversal (izquierda), vertical (centro) y radial (derecha) de los desplazamientos normalizados para la estación ST1, un mecanismo focal SS, con porcentaje de CLVD nulo, un modelo de Tierra M1 y profundidades de la fuente de 3, 5, 7, 10, 15 y 21km, respectivamente.

En primer lugar se observa una variación en las amplitudes de las ondas internas al aumentar de la profundidad, debido al efecto combinado del aumento del recorrido de las ondas y de la variación del ángulo de salida. En particular se observa una

disminución de las amplitudes de las ondas S y un incremento de las amplitudes de las ondas P, conforme aumenta la profundidad.

Otro efecto que se observa al aumentar la profundidad de la fuente, es que las llegadas de las ondas internas se alejan entre si. En particular, cuando la fuente se encuentra más próxima a la superficie (por ejemplo, por $h=3\text{km}$), las ondas P y sP llegan con poca diferencia temporal y no son casi distinguibles, mientras que para profundidades mayores los desplazamientos muestran picos claramente separados para estas dos llegadas. Las ondas P y sP muestran amplitudes parecidas en el caso de fuente superficiales ($h=3\text{km}$), mientras que al aumentar la profundidad la onda P directa presenta amplitudes mucho mayores que la sP. Este efecto se observa con claridad comparando los desplazamientos obtenidos para una fuente a 3km de profundidad (figuras superiores) con los de una fuente a 21km (figuras inferiores). Todos estos resultados son coherentes con las previsiones teóricas.

Por otro lado es interesante observar el comportamiento de las ondas superficiales. En primer lugar se ve como estas son excitadas principalmente por fuentes superficiales: si se comparan las amplitudes, se ve como al considerar fuentes menos profundas las amplitudes dominantes son las de las ondas superficiales, sea en la componente radial que en la vertical. Por el contrario, cuando se seleccionan fuente mas profundas, las llegadas que producen los mayores desplazamientos resultan ser las asociadas con las ondas internas. Esto resulta especialmente evidente en el caso de la fuente a 21km de profundidad: si se observa la componente vertical del desplazamiento sintético, se nota como resulte mas visible la llegada de la onda SV, con respecto a la amplitud de las ondas superficiales, mostrando un comportamiento distinto de lo que se observa cuando la fuente se sitúa a menor profundidad.

Se observan también variaciones notables en las características de las deformaciones relacionadas con las ondas superficiales, que resultan particularmente sensibles a la variación de profundidad del foco. En particular, para fuentes de menor profundidad se observan ondas superficiales más complicadas y dominadas por frecuencias mayores. Por el contrario, al aumentar la profundidad de la fuente las ondas superficiales excitan frecuencias menores.

3.4.4 Variación del porcentaje de CLVD, M1, $h=10\text{km}$, R'

La influencia de la presencia de un porcentaje de no doble par se estima utilizando mecanismos focales propuestos por Jost y Hermann (1989).

Para el cálculo de los desplazamientos se utiliza un modelo de Tierra M1, la profundidad de la fuente se mantiene constante en 10km y como mecanismo se utiliza el de una falla inversa con porcentaje nulo de CLVD, definida por los ángulos $\phi=180^\circ$, $\delta=40^\circ$ y $\lambda=110^\circ$ (fig. 3.21).

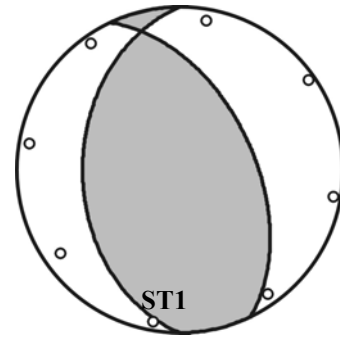


Fig. 3.21 Mecanismo focal con %CLVD=0 y polaridad de las estaciones.

El mecanismo focal se hace variar, de forma que el porcentaje de CLVD aumente gradualmente tomando los valores de 0%, 8%, 19%, 31% y 44%, mientras se va reduciendo el porcentaje de doble par (figura 3.22).

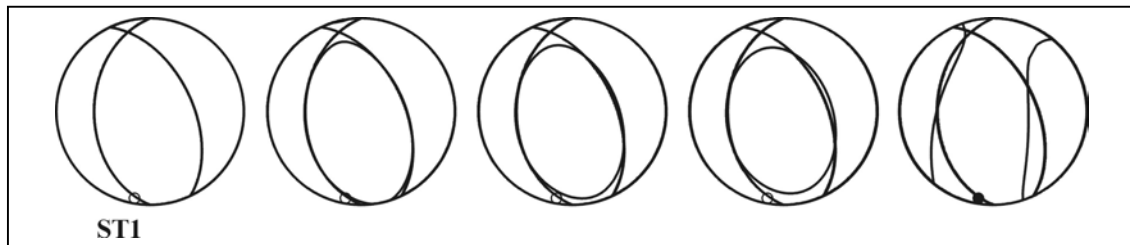


Fig. 3.22 Mecanismos focales para las cinco fuentes sísmicas estudiadas. La componente de no doble par es de 0%, 8%, 19%, 31% y 44%, respectivamente. Se indica la polaridad de estación ST1.

Los resultados obtenidos para la estación ST1 se muestran en la figura 3.23. Se ha elegido la estación ST1, a pesar de ser una estación nodal, por el hecho de que su polaridad varía según el mecanismo focal considerado.

En esta figura se observa que el aumento de la componente de CLVD, tiene como resultado la variación de las amplitudes observadas en esta estación (que van aumentando) mas que en la forma de los desplazamientos. A parte del último caso, en el que el porcentaje de CLVD es muy elevado (44%), los desplazamientos resultan muy parecidos, siendo su mayor variación relacionada con la forma de las ondas de Rayleigh en su componente radial. Otro cambio se produce con el aumento relativo de las amplitudes de las ondas P y sP, con respecto a las ondas transversales y superficiales.

El último caso presenta variaciones notables, que incluyen el cambio de polaridad de algunas llegadas lo que es lógico a la vista de la figura 3.22. Por otro lado hay que considerar que porcentajes tan elevados de CLVD son poco frecuentes para fuentes sísmicas superficiales.

Las llegadas de las ondas internas que se observan en ST1 deben mantenerse las mismas para todas las fuentes sísmicas propuestas, al no variar ni el modelo de Tierra ni la posición relativa de la estación respecto al epicentro. Lo que va variando es el patrón de radiación, y por consecuencia las amplitudes de las ondas observadas.

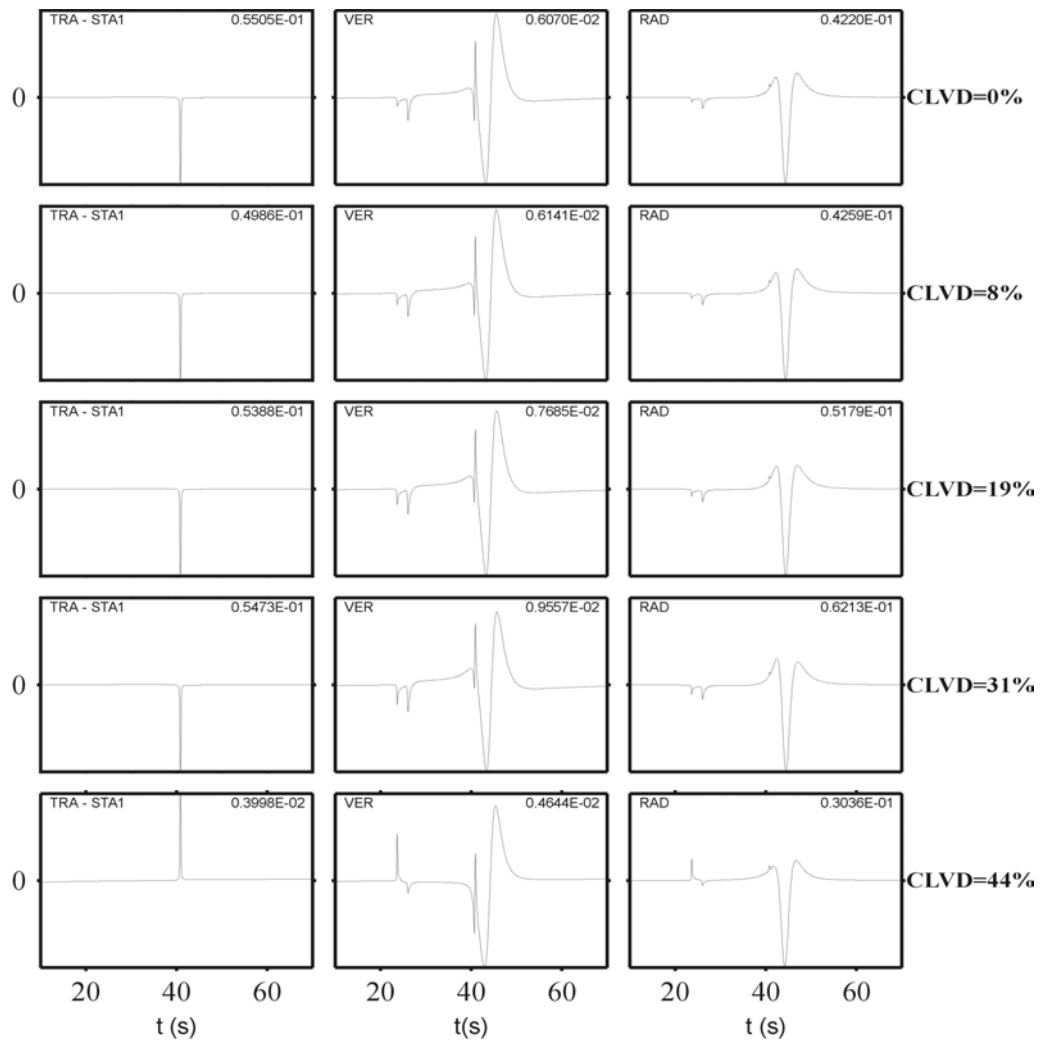


Fig. 3.23 Componente transversal (izquierda), vertical (centro) y radial (derecha) de los desplazamientos normalizados para la estación ST1, un modelo de Tierra M1 y $h=10\text{km}$. Se considera un mecanismo focal normal ($\phi=180^\circ$, $\delta=40^\circ$, $\lambda=110^\circ$) con porcentaje de CLVD igual a 0%, 8%, 19%, 31% y 44% respectivamente.

3.4.5 Conclusiones

A partir de los test sintéticos realizados se pueden hacer las siguientes consideraciones de carácter general.

- La complejidad en la forma de onda depende del modelo de Tierra. Al aumentar el número de las capas consideradas aumenta la complejidad de la

forma de onda ya que aparecen nuevas fases reflejadas y refractadas. Sin embargo, las ondas directas aparecen de forma muy clara independientemente del modelo elegido.

- Las ondas superficiales están muy influenciadas por el modelo de Tierra utilizado, cambiando en su amplitud y en el contenido de frecuencias al variar de este.
- Los desplazamientos sintéticos dependen fuertemente de la profundidad de la fuente. Se observa un incremento de las amplitudes de las ondas superficiales, con respecto a las internas, al acercarse de la fuente a la superficie libre. Es también evidente la variación del contenido de frecuencias de las ondas superficiales: fuentes profundas producen ondas superficiales de menor frecuencia, con respecto a fuentes de menor profundidad.
- La presencia de un porcentaje de CLVD en la fuente sísmica entre el 8 y el 44% se caracteriza principalmente por una variación de amplitudes, mas que en el contenido en frecuencia de los desplazamientos teóricos. Cambios en las polaridades de las ondas internas pueden darse por porcentajes elevados de CLVD, debido a que una estación que en el caso de doble par se sitúa en el cuadrante de compresión al aumentar el porcentaje de no doble par puede pasar al de dilatación o viceversa.

4. Solución del problema inverso

En el capítulo anterior se ha descrito la metodología para resolver el problema directo y calcular los desplazamientos de acuerdo con la ecuación 2.11.

El estudio del problema inverso consiste en, a partir de los desplazamientos como observables, la determinación de los parámetros que definen el modelo de fuente sísmica: las componentes del tensor momento sísmico M_{ij} , el momento sísmico escalar M_0 , la profundidad de la fuente y la duración de la función temporal. Una forma de determinarlos consiste en calcular de forma iterativa unos desplazamientos teóricos asociados a diferentes configuraciones del tensor momento sísmico y de los demás parámetros, comparándolos con los datos observados. En este proceso se identifica la solución como el conjunto de parámetros que minimizan los residuos entre teóricos y observados.

En este estudio la resolución del problema inverso se hace a partir de la obtención de los desplazamientos teóricos relativos a las ondas internas y sus espectros de amplitudes al variar las componentes del tensor momento sísmico y su comparación con los datos observados procedentes de estaciones sísmicas.

La aplicación a terremotos superficiales hace imposible utilizar el método desarrollado por Coca (1999) para el estudio de terremotos intermedios, que se caracteriza por la inversión lineal de las ondas directas en el dominio temporal. A causa

de la menor profundidad de los terremotos aquí estudiados, los desplazamientos se caracterizan por una mayor complejidad con respecto a los de terremotos intermedios. Se observan un mayor número de llegadas, asociadas a diferentes reflexiones y refracciones, y resulta complicado distinguir las llegadas asociadas a las ondas directas.

Por otro lado el método aquí presentado se puede aplicar tanto a terremotos superficiales, tal como se hace en este estudio, como a terremotos de mayor profundidad. En este sentido es un método más general del aplicado a terremotos en España por Stich et al. (2003). Este método está basado en la inversión del sismograma entero, obtenido por un medio estratificado horizontalmente mediante un código de reflectividad (Randall, 1994), filtrando las altas frecuencias. Según la magnitud del terremoto se aplica un filtro pasa banda entre 0.02 y 0.05Hz o entre 0.03 y 0.07Hz, lo que resulta equivalente a utilizar solo las ondas superficiales. Por tanto, este método resulta inapropiado para la inversión del momento sísmico en el caso de terremotos intermedios o profundos, para los que son poco frecuentes registros de ondas superficiales de buena calidad.

A continuación se describe la metodología seguida, con referencia a los algoritmos desarrollados, y las pruebas que se han realizado en situaciones teóricas para determinar la estabilidad del método de inversión, su precisión y su dependencia de los distintos parámetros que definen el modelo.

En previsión a la aplicación a datos observados, se han añadido unas pruebas teóricas para establecer la metodología mas apropiada para tratar estos datos y que se aplicará en el caso de terremotos en España.

4.1 Tipologías de inversión del tensor momento sísmico

El método de inversión del tensor momento sísmico que se utiliza se basa en la comparación entre datos observados y teóricos, obtenidos para diferentes valores de las componentes del tensor momento sísmico. La solución numérica que mejor se ajusta a los datos, obtenida minimizando la suma de los cuadrados de los residuos (rms), es la que está asociada a las componentes del momento sísmico requerido.

4.1.1 Inversión en dominio de tiempo y de frecuencia

Hay dos formas generales de llevar a cabo la inversión: se habla de inversión en dominio de tiempo, cuando se comparan los sismogramas (normalmente en desplazamientos), mientras que se habla de inversión en dominio de frecuencia, cuando se comparan los espectros.

Desde un punto de vista puramente teórico la solución en el tiempo es mas completa, porque utiliza toda la información contenida en el sismograma, pero resulta más complicada y menos estable al ser difícil la alineación de las fases del sismograma observado con las del sismograma sintético, lo que es un factor fundamental para la inversión.

Por otro lado la inversión en dominio de frecuencia es normalmente mas exacta y estable, no requiriendo una precisión tan elevada en la alineación de las fases ni en el modelo del medio, pero pierde la información asociada al signo de las fases, y por tanto no puede discriminar entre una solución y la que se obtiene invirtiendo los ejes de tensión y presión. La discriminación entre las dos soluciones puede hacerse a posteriori, por ejemplo mediante un estudio de las polaridades de las primeras llegadas.

El método que se ha utilizado en este trabajo consiste en resolver en un primer momento el problema en el dominio temporal y posteriormente en dominio de frecuencia. La utilidad de la previa inversión en dominio temporal, paso que debe ser repetido hasta que se encuentren los parámetros idóneos, se basa en la posibilidad de asegurarse que se hayan elegido las ventanas temporales adecuadas, que incluyen las fases que se quieren estudiar y que tengan una longitud apropiada. Este objetivo no es tan fácilmente alcanzable sin este paso previo, por lo que es muy recomendable. Cuando este objetivo se haya alcanzado, es conveniente pasar al dominio de frecuencia, que asegura una mayor estabilidad y calidad de los resultados. Este tipo de metodología ha demostrado su validez especialmente en las aplicaciones a datos observados, que por la presencia de ruido sísmico y por su complejidad resultan más difíciles de alinear a los datos teóricos.

La inversión del tensor momento sísmico en dominio de frecuencia es la principal característica de este estudio y le diferencia de la mayoría de las inversiones con datos regionales con datos europeos (p.ej., Coca, 1999, y Stich et al., 2003).

Aparte del dominio de inversión, otra importante diferencia entre los estudios de inversión del tensor momento sísmico es la selección de las fases a reproducir. Algunos estudios utilizan solamente la información relativa a las ondas internas, mientras otros

se centran en las ondas superficiales. En otros casos se intenta utilizar todo el conjunto de informaciones que se pueden obtener de los datos disponibles. La elección entre un método y otro está influenciada por las características de los registros de datos disponibles.

La mayoría de los estudios actuales que se dedican a la inversión del tensor momento sísmico a distancias regionales utilizan ondas superficiales o utilizan las bajas frecuencias de la entera señal, mediante un filtrado de las altas frecuencias. Esto resulta equivalente a utilizar la información asociadas a las solas ondas superficiales, perdiéndose en general la información en altas frecuencias de las ondas internas. Por otra parte los métodos basados en la inversión de ondas superficiales a distancias regionales son de difícil aplicación al caso de terremotos de profundidad intermedia, una de las características de la sismicidad de España.

En este estudio, se ha centrado la atención en las ondas internas, utilizando en la mayoría de los casos las componentes verticales de las ondas P y las componentes transversales de las S. En determinadas circunstancias, cuando la calidad de los datos lo ha permitido, se han incluidos también las componentes radiales de las ondas P.

4.1.2 Selección del tipo de solución: doble par y CLVD

Según se ha dicho en el capítulo 2, sobre la definición del tensor momento sísmico, este se representa por una matriz simétrica de 6 componentes independientes a las que se añade la variable del momento escalar M_0 , para un total de siete variables independientes. A pesar de que los algoritmos utilizados permitan llevar a cabo la inversión buscando las siete variables que dan la solución mejor, este planteamiento es apropiado solo para terremotos de origen volcánica o explosiones artificiales.

En el caso de terremotos de origen sismotectónico, como es el caso que interesa en este estudio, suele hacerse la aproximación de que la fuente sísmica no incluya un término isotrópico. Esto implica que la variación volumétrica de la región focal sea nula, lo que matemáticamente se expresa mediante la ecuación:

$$\text{tr} (M_{ij})=0. \quad (4.1)$$

Si se hace esta suposición, el número de componentes independientes del tensor momento sísmico queda reducido a cinco, además del momento escalar.

Una ulterior simplificación que se ha utilizado en algunas pruebas teóricas consiste en representar la fuente mediante un mecanismo de puro doble par, aunque en general esta representación no es adecuada para describir la complejidad del mecanismo focal de un terremoto real. En este caso las variables a determinar se reducen a cuatro (el momento escalar M_0 y los ángulos φ , δ , y λ que definen el plano de falla y el mecanismo focal).

Por último, hay que añadir que cuanto mayor sea el número de variables independientes, mejor será el ajuste de la solución a los datos. Esto no implica necesariamente que la solución de mejor ajuste deba considerarse mas valida. Es posible aplicar estadísticos que evalúan la calidad de las soluciones en este tipo de situación (Bruhn, 2003).

En este estudio la inversión se ha realizado para obtener cinco componentes independientes del tensor momento sísmico (caso de variación de volumen nula).

4.1.3 Linealidad de la inversión

En el capítulo anterior se ha visto como el desplazamiento pueda representarse como convolución del tensor momento sísmico y de las funciones de Green (ecuación 2.17). En el dominio de frecuencia esto puede expresarse en términos matriciales como:

$$u=Gm \quad (4.2)$$

Si se quiere escribir explícitamente el conjunto de relaciones que se analizan en la inversión, se obtiene el sistema siguiente en el que cada ventana temporal de los desplazamientos utilizados se expresa en función de las funciones de Green y las componentes del tensor momento sísmico:

$$\begin{bmatrix} u_1^{Sta1} \\ u_2^{Sta1} \\ \vdots \\ u_k^{Sta1} \\ \vdots \\ u_k^{StaN} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G_{11}^{Sta1} & G_{12}^{Sta1} & G_{13}^{Sta1} & G_{14}^{Sta1} & G_{15}^{Sta1} & G_{16}^{Sta1} \\ G_{21}^{Sta1} & G_{22}^{Sta1} & G_{23}^{Sta1} & G_{24}^{Sta1} & G_{25}^{Sta1} & G_{26}^{Sta1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{k1}^{Sta1} & G_{k2}^{Sta1} & G_{k3}^{Sta1} & G_{k4}^{Sta1} & G_{k5}^{Sta1} & G_{k6}^{Sta1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{k1}^{StaN} & G_{k2}^{StaN} & G_{k3}^{StaN} & G_{k4}^{StaN} & G_{k5}^{StaN} & G_{k6}^{StaN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} M_1 \\ M_2 \\ M_3 \\ M_4 \\ M_5 \\ M_6 \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

En el sistema anterior se toma en consideración una hipotética inversión de k ventanas temporales para N estaciones sísmicas. Recuérdese en todo caso como las 18 funciones de Green, 6 por cada componente espacial, relativas a cada estación pueden reducirse a 8 sismogramas elementales.

El espectro de amplitud se define como:

$$|u(\omega)| = |u_{re}(\omega) + iu_{im}(\omega)| = |(G_{re}(\omega) + iG_{im}(\omega))m| = \sqrt{(G_{re}(\omega)m)^2 + (G_{im}(\omega)m)^2} \quad (4.4)$$

Por lo tanto, la inversión del espectro de amplitud no es lineal y la solución para el tensor momento sísmico mediante este tipo de inversión está influenciada por las condiciones iniciales. La elección de una determinada configuración inicial de las componentes del tensor momento podría llevar a identificar la solución como la que está asociada a un mínimo local del ajuste entre desplazamientos observados y teóricos, y por tanto llevar a conclusiones erróneas.

Para asegurarse de que esto no ocurra es necesario definir una estrategia para calcular las soluciones de forma iterativa a partir de un conjunto de soluciones iniciales para las componentes del tensor momento sísmico. La comparación del conjunto de soluciones obtenidas permite identificar la solución mejor, por la cual se obtiene el mínimo absoluto de los residuos, es decir el mejor ajuste entre el espectro de amplitud de los datos observados y de los sintéticos.

4.2 Algoritmo de inversión

En este estudio la metodología para llevar a cabo la inversión se articula en distintas fases: preparación de los datos, obtención de las funciones de Green y selección de los parámetros de inversión. Una vez definidos estos datos se podrá ejecutar el algoritmo de inversión y representar gráficamente los resultados.

4.2.1 Fases previas a la inversión

Preparación de los datos

Un proceso preliminar a la inversión consiste en la preparación de los datos observados, que se realiza en las siguientes etapas.

1. Conversión del formato de los datos, en este caso de los formatos SEED (IRIS, 1993) y CSS (Brennan, 1987) al formato SAC (Tapley y Tull, 1992), remoción del término instrumental (que viene definido mediante polos y ceros) e integración de los registros en velocidades. Se obtienen así los desplazamientos en las coordenadas de la estación en función del tiempo.
2. Las componentes Norte y Este del desplazamiento deben ser transformadas en radiales y transversales, mediante una simple rotación de los ejes (usando el algoritmo *distazi3* aquí desarrollado o las rutinas SAC) que requiere la definición de las coordenadas geográficas de epicentro y estaciones.
3. Los registros así obtenidos pueden ser filtrados en un rango de frecuencias muy amplio. Es conveniente aplicar un filtro con el mismo rango de frecuencias que se utiliza para generar las funciones de Green (p. ej., entre 0.001Hz y 4.95Hz), o incluso se puede evitar de filtrar los datos. Hay que tener en cuenta que en el algoritmo de inversión se aplicará el mismo filtro a los datos y a las funciones de Green, y por tanto en esta fase previa es conveniente evitar excesivas manipulaciones de los datos que resultan en la pérdida de información, limitándose a la utilización de filtros que garanticen la identificación de las fases a estudiar.
4. En el caso de que los registros no tengan las mismas frecuencias de muestreo es necesario uniformarlos, eligiendo un mismo intervalo que corresponde a los registros con frecuencias de muestreo menores. Este paso resulta crítico cuando las diferentes frecuencias de muestreo hacen que no sea posible transformarlos a una frecuencia común (por ejemplo, al utilizar datos de 80 y 100Hz): en este caso hay que elegir que serie de registros utilizar.

5. Por último es conveniente que todos los registros tengan la misma longitud temporal, igual a la de las funciones de Green. En este estudio se han considerado ventanas de 81,96s de duración, a partir de la hora origen del terremoto.

Funciones de Green

La generación de las funciones de Green se lleva a cabo como dicho en el capítulo 3 referente a la solución del problema directo, en el que se indican claramente los pasos a seguir.

En el caso de que se quiera utilizar modelos de Tierra diferentes para cada estación (por ejemplo un modelo de corteza oceánica y uno de corteza continental), esto se puede hacer calculando por separado las funciones de Green que se refieren a los modelos distintos. Esta es la única forma en la que se puede tener en cuenta de la heterogeneidad lateral del medio, puesto que el método de reflectividad admite solo modelos de Tierra estratificados horizontalmente.

Parámetros de inversión

Los parámetros que permiten definir el tipo de solución buscada mediante el proceso de inversión son los siguientes.

- **Ventanas de inversión**

Una elección muy determinante se refiere a las ventanas de los registros que se quieren utilizar: según el tipo de estudio que se quiere llevar a cabo, es posible centrarse en la inversión a partir de datos de ondas P, ondas S o ondas superficiales, así como combinaciones de estas.

También es posible seleccionar solo algunas de las componentes espaciales del desplazamiento. Por ejemplo, es conveniente elegir las componentes verticales de las ondas P y las componentes transversales de las ondas S, en las que las llegadas de las ondas internas son generalmente más fáciles de distinguir.

- **Dominio de la inversión**

Como se ha dicho anteriormente, es posible trabajar en dominio de tiempos o de frecuencias, intentando reproducir desplazamientos o espectros. En la selección de los parámetros hay que especificar cual de las dos opciones se quiere utilizar.

- **Filtrado**

Otra serie de parámetros permiten definir el filtrado de los datos y asignar distintos pesos a los datos utilizados. Por lo que se refiere al filtrado, hay que definir los extremos del filtro pasa-banda en frecuencias y el porcentaje de la ventana de datos afectados por el filtro cos-taper.

El filtro en frecuencias es un simple filtro de tipo rectangular que elimina las frecuencias externas a los extremos elegidos. De forma indicativa, para el uso de ondas internas de terremotos pequeños ($M_w < 5$), se pueden utilizar filtros entre 0.1 y 4Hz. El filtro cos-taper se aplica en el dominio temporal a fin de reducir las amplitudes de los desplazamientos en los márgenes de las ventanas de datos, puesto que las fases que se quieren estudiar se mantienen en la parte central de las ventanas. Ambos filtros se aplican sea a los datos observados que a los sintéticos.

- **Pesos**

Hay dos tipos de pesos que se pueden asociar de forma automática a los datos que se utilizan para la inversión. En primer lugar es posible asociar un peso a cada ventana de datos. Por ejemplo, trabajando con ondas internas es conveniente asociar a las ventanas relativas a las ondas S, de mayor amplitud, un peso menor que a las de las ondas P, aconsejándose pesos entre 0.2 y 0.5. De no aplicar este peso, la inversión de los espectros de amplitudes sería determinada mayoritariamente por la información asociada a las ondas S.

Otro peso que se puede aplicar es uno directamente proporcional a la distancia: de esta forma la inversión no resulta excesivamente dependiente de los datos de las estaciones más próximas, cuyas amplitudes son mayores.

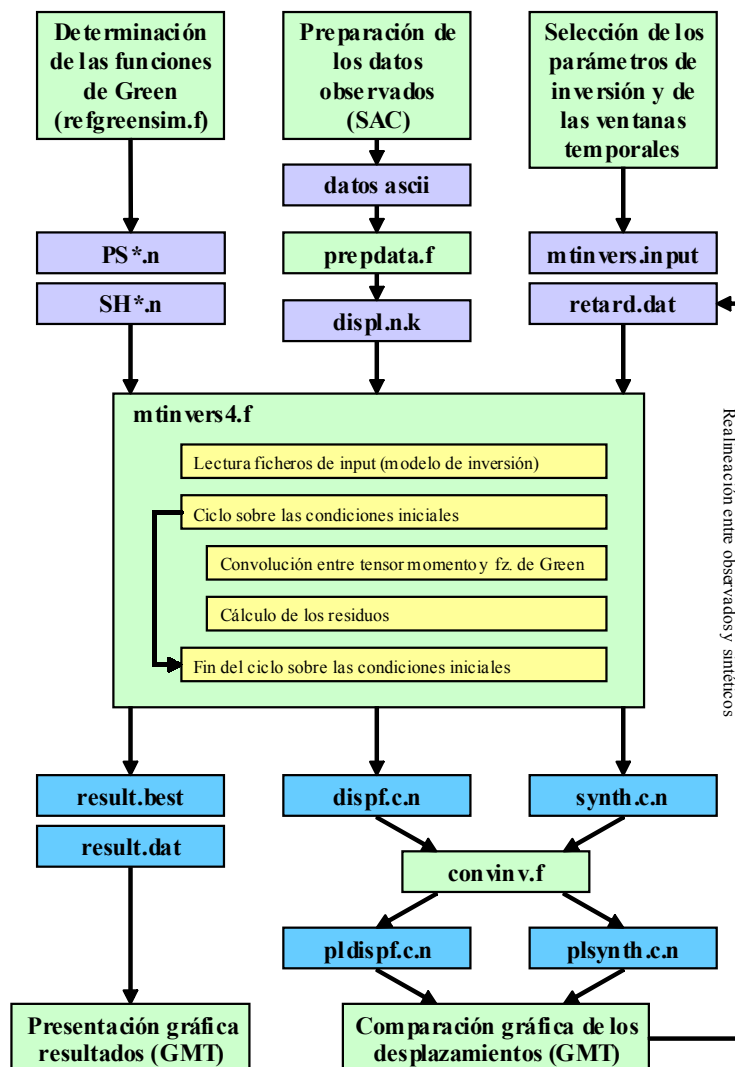
La selección de todos los parámetros de inversión se efectúa mediante la definición de dos ficheros: *mtinvers.input* y *retard.dat*. En particular, el primer fichero

describe la modalidad de inversión y el segundo define las ventanas de los datos y de las funciones de Green.

4.2.2 Algoritmo *mtinvers*

Una vez que se hayan definido los ficheros *mtinvers.input* y *retard.dat*, calculado las funciones de Green, y obtenido los registros en el formato requerido, se puede proceder a la ejecución del algoritmo de inversión *mtinvers*.

Esquema del conjunto de algoritmos para la inversión del tensor momento sísmico (los ficheros de entrada son representados con fondo morado, los de salida con fondo azul):



El programa calcula una variedad de combinaciones de valores para las componentes del tensor momento sísmico. Para cada combinación calcula los

sismogramas teóricos, a partir de la convolución de estos valores con las funciones de Green.

A partir de los desplazamientos teóricos y observados se seleccionan las ventanas temporales de las fases que se quieren estudiar, y se aplica un filtro cos-taper y un filtro pasa-banda en frecuencias.

Las ventanas de datos se comparan, en forma de desplazamientos o espectros según se trabaje en dominio temporal o de frecuencia, y se calculan los residuos.

El conjunto de las soluciones se almacena en el fichero de resultados **result.dat**, mientras que las soluciones que mejor consiguen aproximar los datos se guardan en el fichero **result.best** (10 soluciones con mejor ajuste).

Para la representación gráfica de los resultados de la inversión se han escrito varios programas GMT. Entre otros, los códigos **compinvseis.gmt** y **compinvspec.gmt** permiten visualizar la comparación entre desplazamientos observados y teóricos y entre sus espectros, **plmeca.gmt** muestra la esfera focal de una determinada solución y **vdepth.gmt** el conjunto de esferas focales relativas a distintas soluciones. Para la representación de la componente de no doble par se han utilizado los programas **clvd** y **plmeca5mt**.

4.3 Estudio de la estabilidad del método de inversión

4.3.1 Estudio de casos teóricos

La aplicación de cualquier proceso de inversión requiere el establecimiento de un modelo simplificado de la realidad. En el caso de la inversión del tensor momento sísmico, esto quiere decir definir algunas características de la fuente sísmica y elegir un modelo de Tierra. Evidentemente el modelo seleccionado representa una simple aproximación a la realidad y por tanto los sismogramas sintéticos no podrán reproducir perfectamente la complejidad de los datos.

Uno de los problemas mas frecuentes que se presenta en todos los procesos de inversión es separar en los resultados los efectos que son debidos al propio proceso de inversión, de los que corresponden al modelo que ha generado los datos. Por otra parte, muchas veces la solución no es única.

Por esta razón, antes de aplicar la metodología al caso de datos observados, se ha querido estudiar la estabilidad del método desarrollado, aplicándolo a casos teóricos. Con este fin se han generado una serie de datos teóricos, según el procedimiento descrito en el capítulo 3. La ventaja de este tipo de análisis consiste en el previo conocimiento de la solución óptima (que es la que se ha utilizado para generar los datos sintéticos) y por lo tanto en la posibilidad de comprobar posibles fuentes de error en el proceso de inversión.

Se han aislado cuatro parámetros que pueden dar lugar a soluciones erróneas de la inversión: el modelo de Tierra, la profundidad de la fuente sísmica, la duración de la función temporal y la cobertura acimutal. Otro parámetro que se hubiera podido tener en cuenta es la forma de la función temporal de la fuente, pero se ha considerado que, para los terremotos de magnitud pequeña y moderada que se quieren estudiar, es una buena aproximación una función como la de Brüstle-Müller (Brüstle y Müller, 1983) que se ha utilizado o una función triangular.

A continuación se describen los resultados de estas pruebas teóricas. En todos los casos que se presentan, la inversión se realiza para un terremoto de momento escalar de 10^{17} Nm y mecanismo focal de puro doble par de falla normal ($\delta=39^\circ$, $\lambda=-96^\circ$, $\phi=118^\circ$), mostrado en la fig. 4.1.

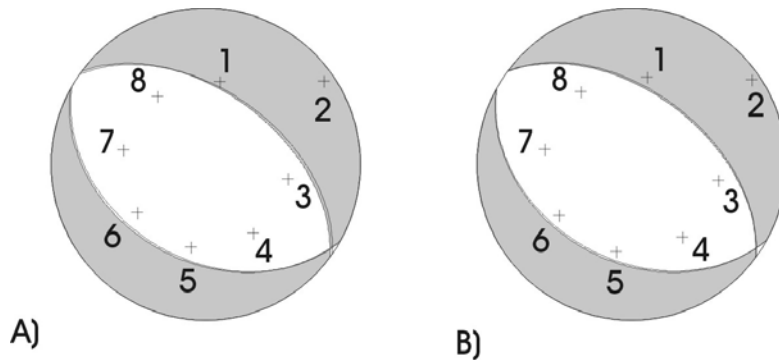


Fig. 4.1 Mecanismos focales utilizados para la generación de los datos teóricos. Se muestra la localización de estaciones sísmicas para los modelos de Tierra M2 (a) y M3 (b).

Se han generado desplazamientos para ocho estaciones con distancias epicentrales comprendidas entre 100 y 220 km, valores que se consideran comparables con el caso de las estaciones que se utilizarán en las aplicaciones a terremotos reales. La disposición de las estaciones se ha elegido para cada modelo de Tierra de forma que para el conjunto de estaciones haya siempre una buena cobertura acimutal de la fuente.

La inversión se hace utilizando los registros de las 8 estaciones, considerando la componente vertical de las ondas P y la transversal de las ondas S, y seleccionando una longitud fija de las ventanas de 8s. Se asigna un peso doble a las ondas P, con respecto a las S, para equilibrar el efecto debido a la mayor amplitud de las ondas S. En estos casos teóricos no se ha aplicado el peso proporcional a la distancia epicentral. En las pruebas propuestas se muestran ambas inversiones obtenidas en dominio de tiempos y frecuencias.

Se hará referencia a tres modelos de Tierra estratificados horizontalmente, denominados M2, M3 y M5, que se utilizarán para la generación del conjunto de datos sintéticos y de las funciones de Green teóricas. Los modelos M2 y M3 se han mostrado en la figura 3.16b y 3.16c.

A estos se añade el modelo M5, en el que la corteza se representa como un medio con gradiente de velocidad constante sobre un semiespacio. Este modelo se diferencia del modelo M4 (fig. 3.16d) al definir un mayor contraste de velocidad en correspondencia de la discontinuidad a 30km de profundidad, que separa la región de gradiente de velocidad del semiespacio inferior. Un esquema del modelo M5, con los perfiles de las velocidades de las ondas P y S y de la densidad al variar de la profundidad, se muestra en la fig. 4.2. La figura se refiere a los primeros 50km de profundidad, para profundidades superiores los valores de las velocidades y de la densidad se mantienen constantes. Los valores de Q_α y Q_β se mantienen constantes en todas las capas de los modelos propuestos, asumiendo respectivamente los valores de 1000 y 500. El conjunto de valores de los parámetros reológicos para el modelo M5 se muestra en la tabla 4.1.

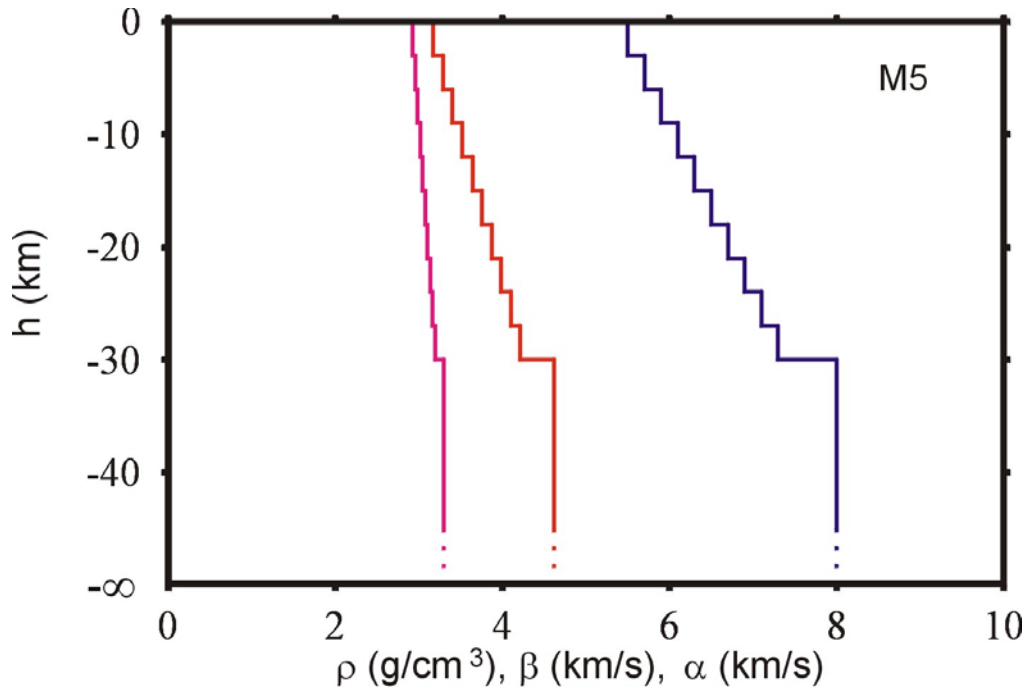


Fig. 4.2 Modelo de Tierra M5 utilizado para las pruebas teóricas de inversión. Se indican la velocidad de la onda P (en azul), S (en rojo) y la densidad (en morado).

Tab. 4.1 Parámetros reológicos para el modelo de Tierra M5.

Capa	h_{sup} (km)	h_{inf} (km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (g/cm³)	Q_{α}	Q_{β}
1	0	3	5.50	3.17	2.925	1000	500
2	3	6	5.70	3.29	2.955	1000	500
3	6	9	5.90	3.40	2.985	1000	500
4	9	12	6.10	3.52	3.015	1000	500
5	12	15	6.30	3.64	3.045	1000	500
6	15	18	6.50	3.75	3.075	1000	500
7	18	21	6.70	3.87	3.105	1000	500
8	21	24	6.90	3.98	3.135	1000	500
9	24	27	7.10	4.10	3.165	1000	500
10	27	30	7.30	4.21	3.195	1000	500
Semiespacio	30	∞	8.00	4.62	3.300	1000	500

4.3.2 Variación del modelo de Tierra

En la primera serie de pruebas se utilizan como datos los desplazamientos sintéticos producidos utilizando el modelo de Tierra M2. Se han generado los sismogramas, utilizando el algoritmo *simseis*, para una fuente a 10km de profundidad y STF con una duración de 0.5s. El mecanismo focal es el de la figura 4.1.

En los test de inversión, aproximaremos el medio utilizando los tres distintos modelos M2, M3 y M5: se obtendrán antes las funciones de Green con el algoritmo *simgreen* para los tres modelos y luego, aplicando el algoritmo de inversión *mtinvers*, se calcularán las soluciones que mejor aproximan a los datos.

Los resultados de la inversión, en dominio de tiempo y de frecuencia, se muestran en la figura 4.3. Para cada solución se presenta el mecanismo focal calculado en la inversión (las líneas negras representan los planos de falla asociados a la componente de doble par) superpuesto al mecanismo focal utilizado para generar los datos teóricos (esfera focal en gris y blanco).

También se indican el acimut, buzamiento y deslizamiento, el momento sísmico escalar (en 10^{17}Nm), residuos (mejor ajuste cuanto más pequeño el valor de rms) y el porcentaje de CLVD obtenidos en las inversiones, tanto en el dominio temporal como en el dominio de frecuencia. Las estaciones se han representado en las esferas focales por medio de cruces.

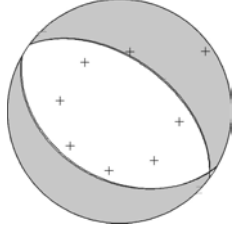
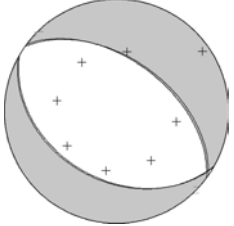
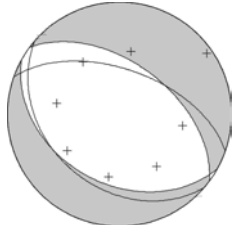
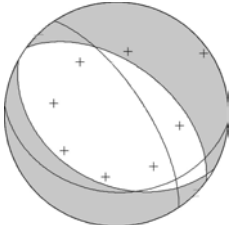
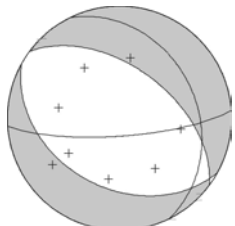
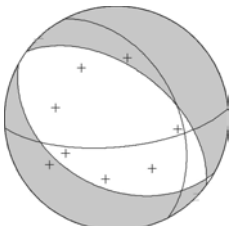
	Tiempo		Frecuencia	
M2, h=10		Test L1 $\phi=120$ $\delta=39$ $\lambda=-95$ $M_0=0.97$ $Rms=0.06$ $\%CLVD=1$		Test L2 $\phi=120$ $\delta=39$ $\lambda=-54$ $M_0=0.99$ $Rms=0.00$ $\%CLVD=1$
M3, h=10		Test L3 $\phi=131$ $\delta=35$ $\lambda=-72$ $M_0=0.36$ $Rms=0.92$ $\%CLVD=21$		Test L4 $\phi=94$ $\delta=31$ $\lambda=-138$ $M_0=0.80$ $Rms=0.33$ $\%CLVD=6$
M5, h=10		Test L5 $\phi=86$ $\delta=77$ $\lambda=-119$ $M_0=0.34$ $Rms=0.66$ $\%CLVD=5$		Test L6 $\phi=85$ $\delta=69$ $\lambda=-131$ $M_0=0.45$ $Rms=0.29$ $\%CLVD=3$

Fig. 4.3 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green de los modelos M2 (superior), M3 (en medio) y M5 (inferior). Soluciones obtenidas en el dominio temporal (izquierda) y de frecuencia (derecha). Esferas focal del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro), distribución de las estaciones (cruces) y parámetros de la solución.

En las figuras 4.4-4.6 se muestra la comparación entre desplazamientos teóricos (en rojo) y observados (en negro) relativos a las pruebas L1, L2 y L4 (fig.4.3)

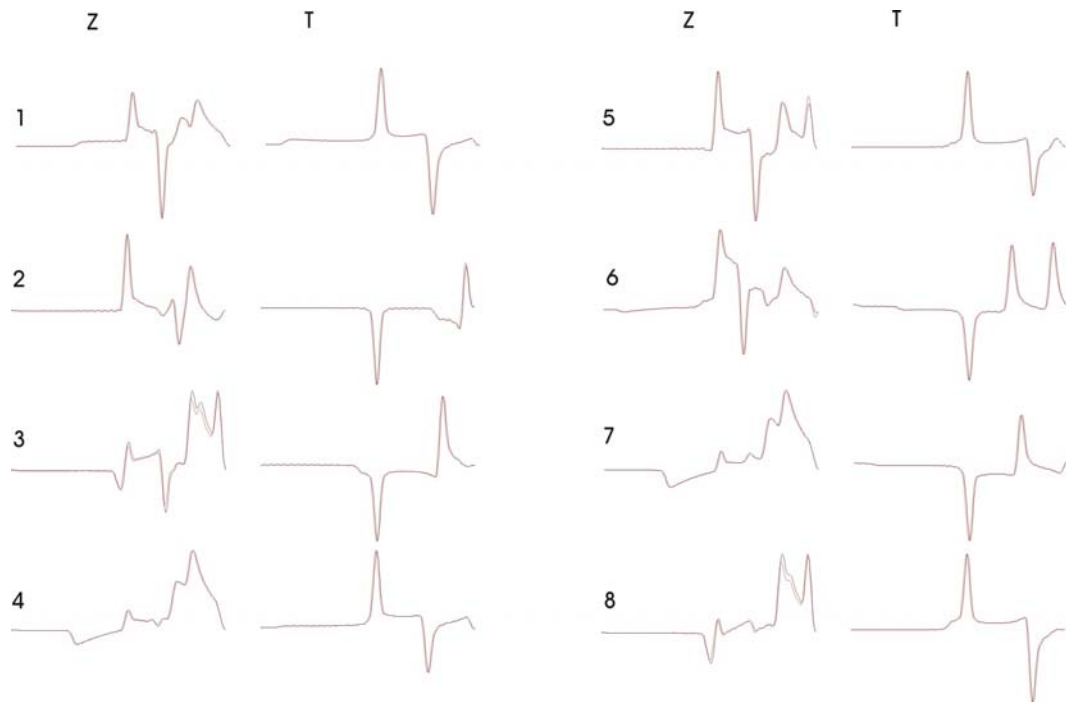


Fig. 4.4 Comparación entre los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución del test L1. Se muestran para cada estación las ventanas utilizadas de las componentes verticales (Z) y transversales (T).

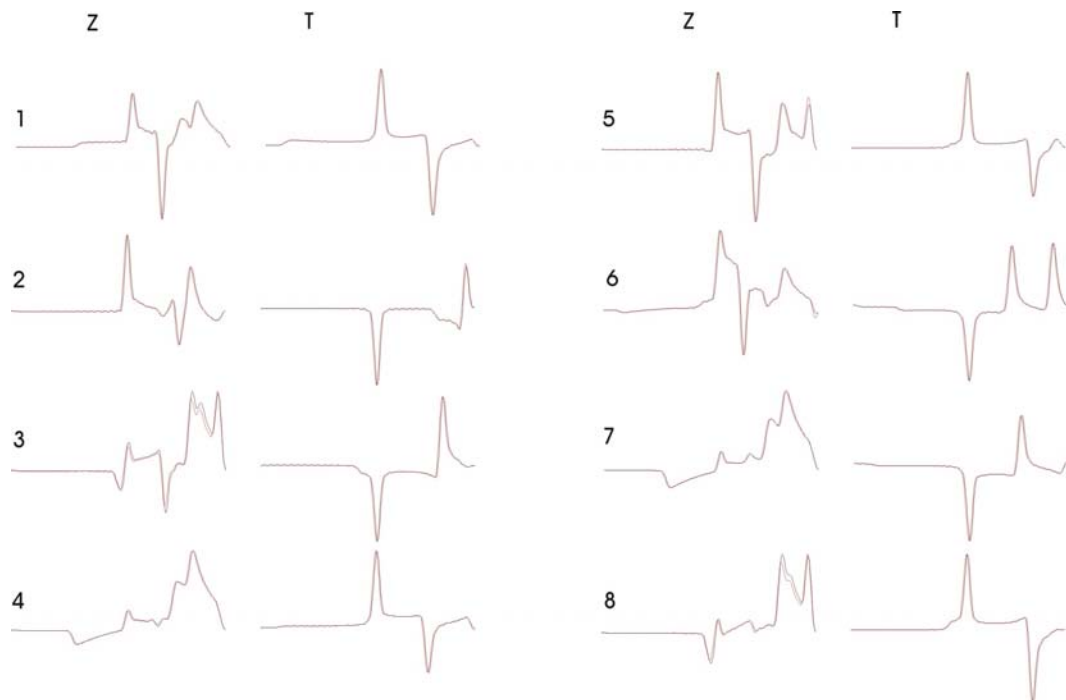


Fig. 4.5 Comparación entre los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución del test L2. Se muestran para cada estación las ventanas utilizadas de las componentes verticales (Z) y transversales (T).

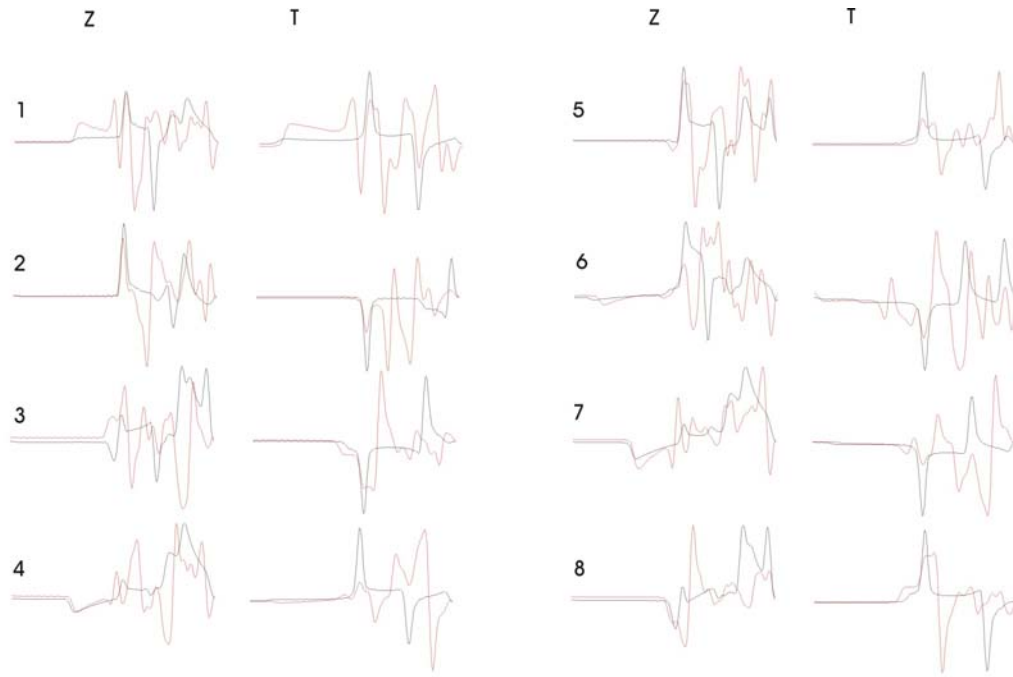


Fig. 4.6 Comparación entre los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución del test L4. Se muestran para cada estación las ventanas utilizadas de las componentes verticales (Z) y transversales (T).

En los test L1 y test L2 el proceso de inversión determina la solución correcta. Esto es consecuencia de la correcta elección del modelo M2 para la generación de las funciones de Green. La bondad de la solución se observa también al comparar los desplazamientos observados con los teóricos para la solución de la inversión: en ambos test L1 (figura 4.4) y L2 (figura 4.5) los desplazamientos teóricos y observados coinciden. La presencia de porcentajes muy pequeños de CLVD (1%) y de imperfecciones en el ajuste de los datos ($\text{rms} > 0$), indicada en los parámetros de las soluciones en la figura 4.3, se deben al procesamiento numérico y pueden ser reducidos incrementando el número de iteraciones del algoritmo.

Cuando se intenta determinar la solución a partir de un modelo de Tierra erróneo, como es el M3 o el M5, las soluciones empeoran sea en términos de ajuste, que por el tipo de mecanismo focal, observándose variaciones en el mecanismo focal asociado a la componente de doble par y el incremento del porcentaje de CLVD con respecto al mecanismo de puro doble par utilizado para generar los datos. También se observa una mala determinación del momento sísmico escalar: utilizando el modelo M3 se estiman valores de M_0 (expresados en 10^{17}Nm) de 0.36 y 0.80 (en lugar de 1.00), con el modelo M5 la estimación empeora aún más (0.34 y 0.45). Por otro lado, las

soluciones obtenidas en el dominio de frecuencias muestran un mejor ajuste de este parámetro (0.80 y 0.45 frente a 0.36 y 0.34).

La comparación de los desplazamientos (fig. 4.6) confirma la peor calidad de la solución. En este caso puede observarse como la polaridad de la estación 3 obtenida en la inversión no se ajusta la polaridad observada, debido a la elección de un modelo de Tierra (M3) diferente del utilizado para generar las observaciones (M2).

Si generamos los datos con el modelo M3, y repetimos las inversiones utilizando el conjunto de los tres modelos de Tierra, obtenemos una nueva serie de resultados, que se presentan en la figura 4.7.

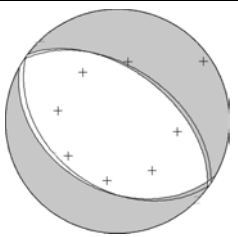
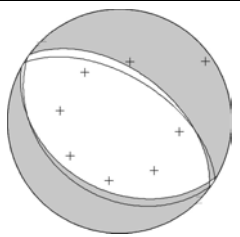
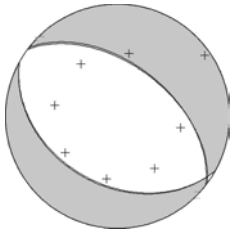
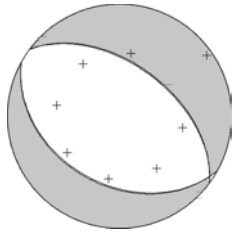
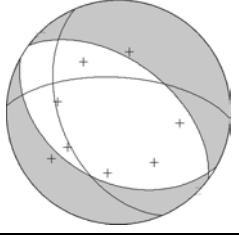
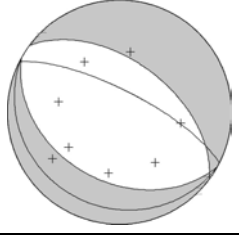
	Tiempo		Frecuencia	
M2, h=10		Test L7 $\phi=125$ $\delta=40$ $\lambda=-89$ $M_0=0.45$ $Rms=0.92$ $\%CLVD=66$		Test L8 $\phi=125$ $\delta=39$ $\lambda=-87$ $M_0=1.00$ $Rms=0.32$ $\%CLVD=39$
M3, h=10		Test L9 $\phi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-97$ $M_0=0.94$ $Rms=0.07$ $\%CLVD=3$		Test L10 $\phi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-96$ $M_0=0.98$ $Rms=0.00$ $\%CLVD=3$
M5, h=10		Test L11 $\phi=157$ $\delta=47$ $\lambda=-36$ $M_0=0.25$ $Rms=0.76$ $\%CLVD=34$		Test L12 $\phi=119$ $\delta=16$ $\lambda=-88$ $M_0=0.55$ $Rms=0.31$ $\%CLVD=73$

Fig. 4.7 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green de los modelos M2 (superior), M3 (en medio) y M5 (inferior). Soluciones obtenidas en el dominio temporal (izquierda) y de frecuencia (derecha). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro), distribución de las estaciones (cruces) y parámetros de la solución.

A continuación se muestra la comparación entre los desplazamientos observados y teóricos para los test L8, L9 y L10 (figuras 4.8 4.9 y 4.10, respectivamente). En el primer caso se utiliza un modelo de Tierra erróneo (M2) para generar las funciones de Green, mientras que en los test L9 y L10 se utiliza el modelo correcto (M3). La diferencia entre las dos últimas soluciones se refiere al dominio en el que se ha llevado a cabo la inversión: dominio de tiempo para el test L9 y de frecuencia para el test L10.

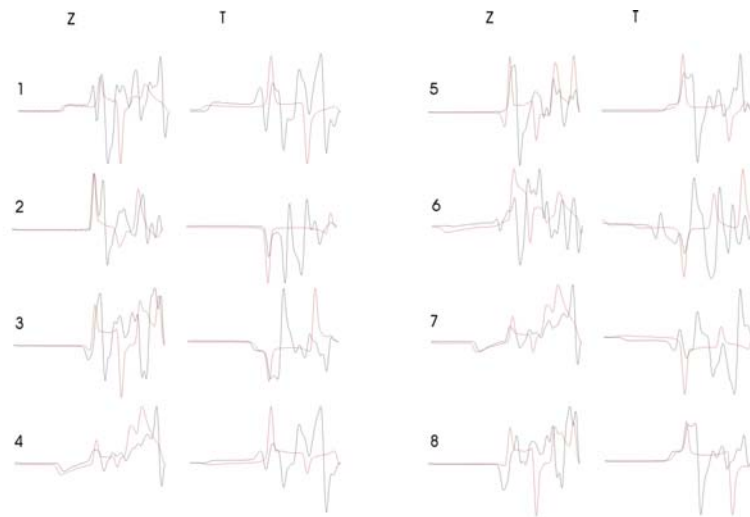


Fig. 4.8 Desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución del test L8.

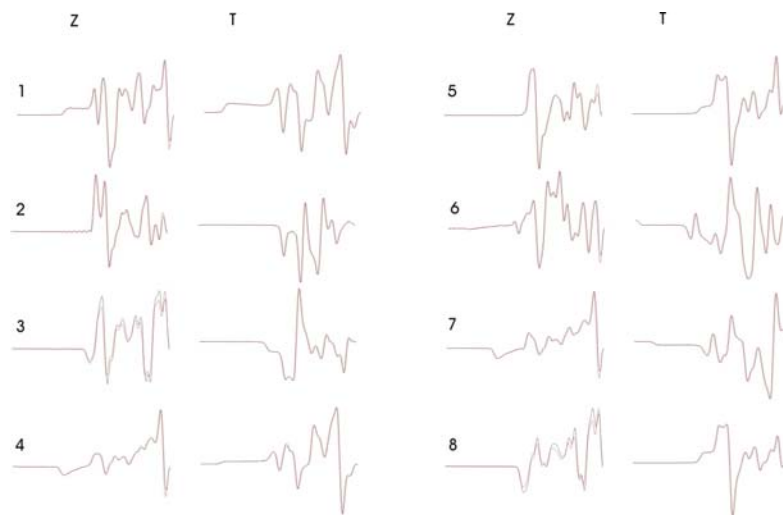


Fig. 4.9 Desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución del test L9.

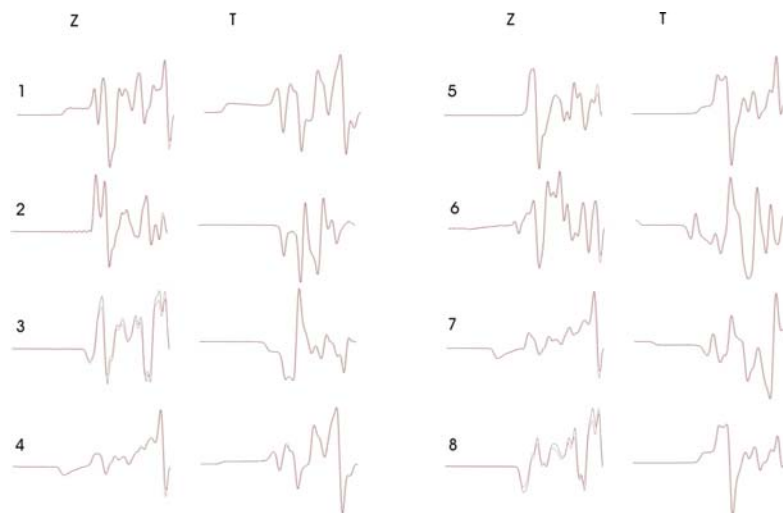


Fig. 4.10 Desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución del test L10.

Un comportamiento análogo al anterior se observa en esta segunda serie de pruebas, en las que la solución óptima se obtiene por el modelo M3, mientras que las calculadas por los modelos M2 y M5 se alejan del mecanismo focal de referencia.

Se observa que al utilizar un modelo erróneo de Tierra, el ajuste empeora (lo que se indica mediante un aumento del rms, definido como el desajuste entre datos y sintéticos) y el porcentaje del término de no doble par aumenta. Sin embargo, estos dos parámetros no siempre varían de la misma forma. Por ejemplo, en referencia a la figura 4.7, la solución del test L12 tiene un ajuste poco mejor de la del test L8 (0.31 frente a 0.32) y en cambio muestra un porcentaje de CLVD mucho mayor (73% frente a 39%). Un bajo porcentaje de la componente de no doble par no parece ser, por sí solo, indicativo de una buena calidad de la solución, como demuestran los test L5 y L6 (fig. 4.3), cuyas soluciones, próximas al mecanismo de puro doble par, muestran un mecanismo distinto del esperado. Otro efecto de la variación del modelo de Tierra consiste en la mala estimación del momento sísmico escalar, especialmente cuando se lleva a cabo la inversión en el dominio temporal.

En general, a la vista de los resultados obtenidos, puede concluirse lo siguiente:

1. El uso de un modelo de Tierra inapropiado influye en la correcta determinación de la solución, en referencia al mecanismo focal de la componente de doble par, al porcentaje de CLVD y a la estimación de M_0 .
2. Para individuar las soluciones correctas hay que tener en cuenta las indicaciones de ambos parámetros, rms y %CLVD, y buscar soluciones que cumplan simultáneamente con un buen ajuste y una pequeña componente de no doble par.
3. En lo que se refiere a la comparación entre inversión en dominio de tiempo (columnas izquierdas de las figuras 4.3 y 4.7) o frecuencias (columnas derechas), se observan similitudes al utilizar los dos métodos. En ambos casos las soluciones empeoran al escoger un modelo de Tierra inapropiado, y en especial manera, cuando se elige un modelo de gradiente de velocidad (test L5, L6, L11 y L12). Sin embargo, las soluciones de la inversión en dominio de frecuencias ajustan mejor el valor del momento sísmico escalar.

4.3.3 Variación de la profundidad de la fuente, M2 y M3, $\Delta t=0.5s$

Además del modelo utilizado para describir el medio, se puede estudiar la influencia de una mala determinación de la profundidad de la fuente. Para estudiar este problema, se plantean las pruebas teóricas de la siguiente manera.

Se utilizan las mismas series de observaciones que en el párrafo anterior: una para el modelo de Tierra M2 y otra para el modelo M3. La profundidad de la fuente se mantiene a 10km, y su duración en 0.5s.

En la primera serie de pruebas (fig. 4.11) se utilizarán como observaciones las obtenidas para el modelo M2. Con este mismo modelo, pero variando la profundidad de la fuente (que toma los valores de 2, 5, 10, 22, y 40km), se generarán las funciones de Green para aplicar el proceso de inversión.

	Tiempo		Frecuencia	
M2, h=5		Test LL1 $\phi=143$ $\delta=27$ $\lambda=-61$ $M_0=0.57$ $Rms=0.47$ $\%CLVD=81$		Test LL2 $\phi=138$ $\delta=18$ $\lambda=-69$ $M_0=0.95$ $Rms=0.17$ $\%CLVD=52$
M2, h=10		Test LL3 $\phi=120$ $\delta=39$ $\lambda=-95$ $M_0=0.97$ $Rms=0.06$ $\%CLVD=1$		Test LL4 $\phi=120$ $\delta=39$ $\lambda=-95$ $M_0=0.99$ $Rms=0.00$ $\%CLVD=1$
M2, h=22		Test LL5 $\phi=148$ $\delta=49$ $\lambda=-49$ $M_0=0.39$ $Rms=0.67$ $\%CLVD=8$		Test LL6 $\phi=127$ $\delta=21$ $\lambda=-81$ $M_0=1.1$ $Rms=0.18$ $\%CLVD=9$
M2, h=40		Test LL7 $\phi=163$ $\delta=82$ $\lambda=-42$ $M_0=2.5$ $Rms=0.50$ $\%CLVD=54$		Test LL8 $\phi=352$ $\delta=60$ $\lambda=3$ $M_0=2.9$ $Rms=0.26$ $\%CLVD=39$

Fig. 4.11 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green del modelo M2 con h=5, 10, 22 y 40km. Soluciones obtenidas en el dominio temporal (izquierda) y de frecuencia (derecha). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro), distribución de las estaciones (cruces) y parámetros de la solución.

De esta serie de pruebas aparece claramente la influencia de una elección inapropiada de la profundidad de la fuente. Conforme nos alejamos de la profundidad correcta de 10km (test LL3 y LL4 en la fig. 4.11), los mecanismos focales resultan peor determinados. Para variaciones menores de la profundidad, de $h=5\text{km}$ (test LL1 y LL2, fig. 4.11) y $h=22\text{km}$ (test LL5 y LL6, fig. 4.11), se observa una rotación del mecanismo focal de la componente de doble par, que sigue individuando un mecanismo de falla normal. Cuando se considera $h=40\text{km}$ (test LL7 y LL8, fig. 4.11), el error introducido en la definición de este parámetro es mayor, lo que se refleja en la determinación de un mecanismo erróneo (desgarre).

Por otra parte, se observa un incremento del porcentaje de CLVD al variar de la profundidad. Una correcta determinación del porcentaje de CLVD resulta especialmente crítica tanto en el caso de errores mayores de la profundidad, como en el caso de fuentes superficiales. En el primer caso, por ejemplo para $h=40\text{km}$ (test LL7 y LL8, fig. 4.11), se determinan porcentajes de CLVD de 54% y 39%. En el caso de fuentes superficiales (test LL1 y LL2, fig. 4.11) la componente de CLVD alcanza valores de 81% y 52%.

Errores en la profundidad comportan determinaciones incorrectas del momento sísmico escalar. En particular, en referencia a las soluciones en el dominio de frecuencias, se observa el progresivo aumento del momento escalar estimado conforme aumenta la profundidad de la fuente, por lo que se obtienen sobreestimaciones para las soluciones asociadas a $h=22$ y $h=40\text{km}$ ($M_0=1.1$ y $M_0=2.9$ en los test LL6 y LL8, figura 4.11), y un valor demasiado pequeño para la solución de $h=5\text{km}$ ($M_0=0.95$ en el test LL2, fig. 4.11).

El ajuste puede considerarse el mejor indicador de la calidad de la solución, aumentando progresivamente al alejarse de la solución óptima. El porcentaje de CLVD puede ser otro indicador, aunque presenta un comportamiento anómalo en el caso de fuentes superficiales: en el caso de $h=5\text{km}$ (test LL1 y LL2, fig. 4.11), a pesar de que el error en la profundidad no sea muy elevado, se determinan porcentajes de CLVD muy elevados (81% y 52%).

En la figura 4.12 se muestra la comparación de los desplazamientos observados y teóricos relativos a las soluciones de las inversiones en dominio de frecuencias (test LL2, LL4, LL6 y LL8, fig. 4.11). Para mayor claridad se centra la atención en las ventanas relativas a la componente vertical del desplazamiento. En la figura, cada línea está asociada a una estación y muestra las comparaciones de los desplazamientos para los cuatro estudios propuestos.



Fig. 4.12 Componentes verticales de los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para las soluciones de los test LL2, LL4, LL6 y LL8 (de la izquierda a la derecha). Cada línea se refiere a una estación.

Se puede observar la solución óptima ($h=10\text{km}$) en la segunda columna. En los otros casos, la introducción de errores en la profundidad del foco se refleja en diferencias entre los desplazamientos observados y teóricos. Las primeras y tercera columna de la figura 4.12 se refieren a fuentes de 5 y 22km de profundidad. En estos casos, los desplazamientos teóricos ajustan algunas de las llegadas observadas, pero en general las formas de onda son diferentes, puesto que las fases observadas llegan con intervalos de tiempo distintos. Al introducir un error mayor en la definición de la

profundidad ($h=40\text{km}$, ultima columna de la fig. 4.12) el ajuste de los desplazamientos se complica a causa de las diferencias entre las fases de los desplazamientos observados y teóricos. En particular, debido a la disposición de la fuente en el semiespacio inferior ($h=40\text{km}$), los desplazamientos teóricos son menos complicados de los observados y se caracterizan por la llegada de la onda P directa.

De una forma análoga se lleva a cabo el estudio de la influencia de la profundidad aplicado al modelo de Tierra M3 (figura 4.13).

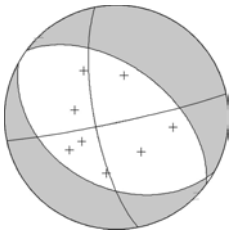
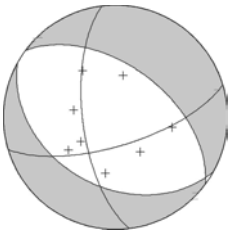
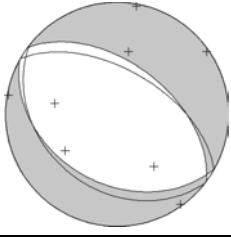
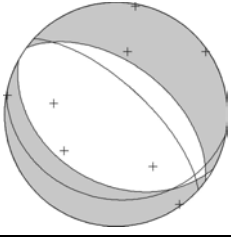
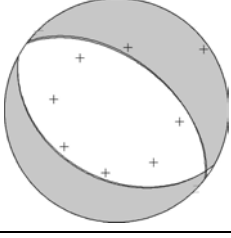
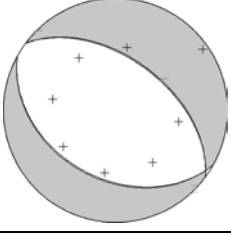
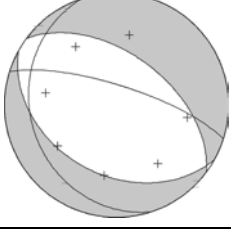
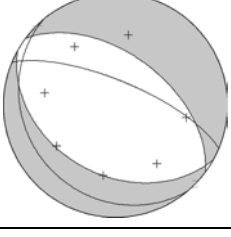
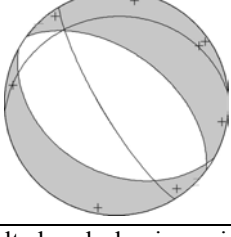
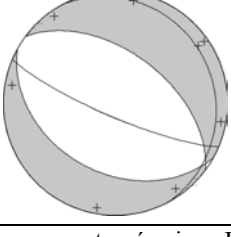
	Tiempo		Frecuencia	
M3, h=2		Test LL11 $\phi=169$ $\delta=74$ $\lambda=4$ $M_0=0.14$ $Rms=0.94$ $\%CLVD=57$		Test LL12 $\phi=173$ $\delta=66$ $\lambda=23$ $M_0=0.42$ $Rms=0.32$ $\%CLVD=65$
M3, h=5		Test LL13 $\phi=128$ $\delta=33$ $\lambda=-83$ $M_0=0.28$ $Rms=0.83$ $\%CLVD=78$		Test LL14 $\phi=100$ $\delta=25$ $\lambda=-120$ $M_0=0.71$ $Rms=0.22$ $\%CLVD=41$
M3, h=10		Test LL15 $\phi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-97$ $M_0=0.94$ $Rms=0.07$ $\%CLVD=3$		Test LL16 $\phi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-96$ $M_0=0.98$ $Rms=0.00$ $\%CLVD=3$
M3, h=22		Test LL17 $\phi=162$ $\delta=24$ $\lambda=-38$ $M_0=0.96$ $Rms=0.82$ $\%CLVD=21$		Test LL18 $\phi=140$ $\delta=20$ $\lambda=-64$ $M_0=2.0$ $Rms=0.30$ $\%CLVD=20$
M3, h=40		Test LL19 $\phi=149$ $\delta=79$ $\lambda=-69$ $M_0=1.6$ $Rms=0.84$ $\%CLVD=2$		Test LL20 $\phi=113$ $\delta=80$ $\lambda=-98$ $M_0=4.7$ $Rms=0.28$ $\%CLVD=50$

Fig. 4.13 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green del modelo M3 con $h=2, 5, 10, 22$ y 40km . Soluciones en el dominio temporal (izquierda) y de frecuencia (derecha). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro), distribución de las estaciones (cruces) y parámetros de la solución.

Consideraciones análogas se pueden hacer para la segunda serie de pruebas. En este caso se obtienen las soluciones peores (peor ajuste, gran porcentaje de CLVD, mala definición del mecanismo asociado a la componente de doble par) para la fuente más superficial, puesta a 2km de profundidad.

En general, vuelven a observarse las características enunciadas en el estudio relativo al modelo M2: al alejarse de la profundidad correcta de 10km, empeora progresivamente la solución determinada, tanto en referencia a las características de la componente de doble par, como al porcentaje de CLVD y al momento sísmico escalar. También el valor del rms aumenta progresivamente a medida que la fuente se aleja de la profundidad correcta, por lo que resulta un buen indicador de la calidad de la solución. Estas consideraciones son especialmente válidas para los estudios en dominio de frecuencias, donde se observa con mayor claridad el progresivo empeoramiento de las soluciones al introducir errores crecientes en la profundidad de la fuente.

Otra consideración interesante, que confirma lo observado para el modelo M2 respecto a las inestabilidades para fuentes superficiales, se refiere a las soluciones obtenidas para $h=5\text{km}$ (test LL13 y LL14, fig. 4.13): a pesar del buen ajuste y de la calidad de la componente de doble par de la solución, se observan porcentajes elevados de CLVD (78% y 41%).

También vuelve a observarse el progresivo aumento del momento escalar estimado, al aumentar de la profundidad. Esto se debe a que fuentes sísmicas más profundas requieren mayores magnitudes para producir las mismas amplitudes en los desplazamientos en la superficie. En referencia a las soluciones en el dominio de frecuencias, el valor de M_0 varía entre $0.42 \times 10^{17} \text{Nm}$ para $h=2\text{km}$ (test LL12, fig. 4.13) y $4.7 \times 10^{17} \text{Nm}$ para $h=40\text{km}$ (test LL20, fig. 4.13)

La principal conclusión que nos permite obtener la realización de test teóricos para diferentes modelos de Tierra es que cuando la profundidad seleccionada hace que la fuente se encuentre en una capa distinta del modelo, el mecanismo focal resulta peor determinado.

Si se comparan, por ejemplo, las pruebas LL13-LL14 y LL17-LL18 (fig. 4.13), obtenidas respectivamente para 5 y 22km de profundidad, se ve como a pesar de que el error en la profundidad de la fuente sea parecido, en los casos LL17-LL18 la fuente se encuentra en una capa distinta. Esto se traduce en una solución peor, para las pruebas

LL17-LL18, en términos de ajuste y del mecanismo focal asociado a la componente de doble par.

Este razonamiento se puede extender a los test LL7 y LL8, en los que se supone una profundidad de 40km en vez de 10km, lo que implica que la fuente se encuentra en el semiespacio homogéneo y no en la capa superficial.

Las pruebas efectuadas variando la profundidad de la fuente (tanto con el modelo de Tierra M2 como con el M3) muestran como el ajuste es un buen indicador de la calidad de la solución, que empeora alejándose del valor correcto de profundidad. Esto aconseja, para el estudio exhaustivo con datos observados, llevar a cabo un conjunto de inversiones del tensor momento sísmico, variando la profundidad de la fuente en el rango de valores esperados (por ejemplo, en el caso de terremotos superficiales, entre 0 y 40km).

Las soluciones obtenidas pueden representarse en un gráfico del ajuste de la solución y del porcentaje de CLVD en función de la profundidad, que permitiría poder estimar el intervalo de profundidad de la fuente sísmica donde se observen mejores ajustes y porcentajes menores de las componentes de no doble par.

En la figura 4.14 se muestra un ejemplo de un gráfico del ajuste en función de la profundidad, relativa a las inversiones en dominio de frecuencias mostradas en la figura 4.13. En el eje de abscisas se representa la profundidad y en el de ordenadas el ajuste (mejor ajuste cuanto menor es el valor de la coordenada vertical). Para cada solución se muestra el mecanismo focal asociado a la componente de doble par, mediante su esfera focal, y el porcentaje de CLVD.

En este tipo de representación gráfica es fácil distinguir la mejor solución como la asociada a una profundidad de 10km, donde la curva de las soluciones muestra un mínimo. Por otro lado, la elección de esa solución es apoyada por un porcentaje pequeño de CLVD (3%).

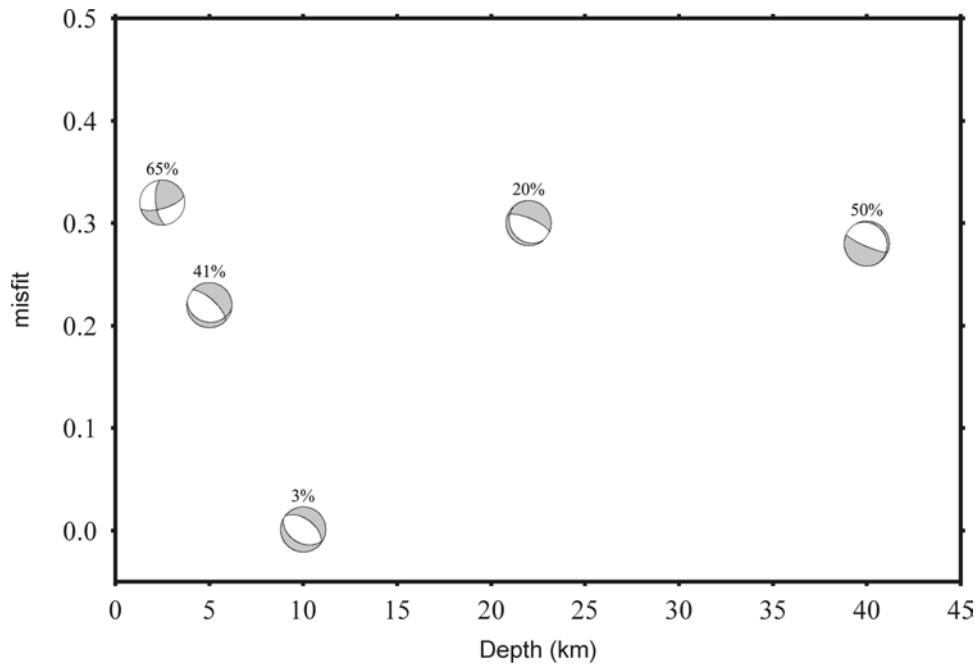


Fig. 4.14 Ajuste de las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico en función de la profundidad de la fuente. Cada solución muestra la componente de doble par (esfera focal) y el porcentaje de la componente de CLVD.

4.3.4 Variación de la función temporal de la fuente, M2 y M3, h=10km

La duración de la función temporal de la fuente es otro parámetro que puede influir en la solución de la inversión del tensor momento sísmico. Para estudiar su influencia, consideramos nuevamente las dos series de datos teóricos: una para el modelo M2 y otra para el modelo M3. En ambos casos la fuente se encuentra a 10km de profundidad y la duración de la función temporal es de medio segundo.

Se calculan las funciones de Green sin variar ni los modelos de Tierra ni la profundidad, pero considerando valores distintos de la duración de la función temporal: 0.2, 0.35, 0.5, 0.75 y 1s.

Los resultados de la inversión en el caso de utilizar desplazamientos y funciones de Green del modelo M2 se muestran en la figura 4.15.

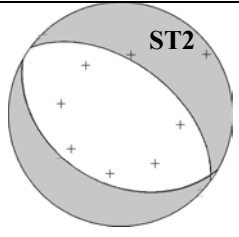
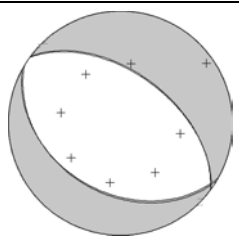
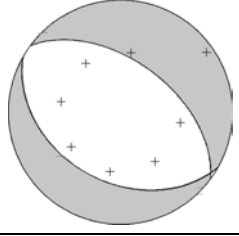
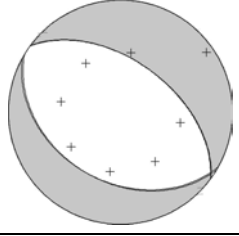
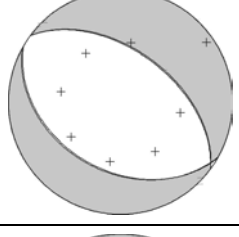
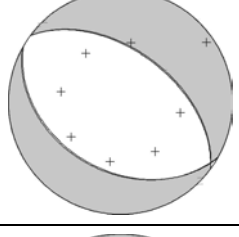
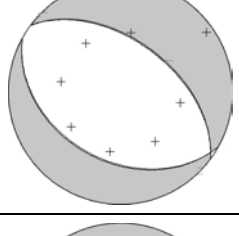
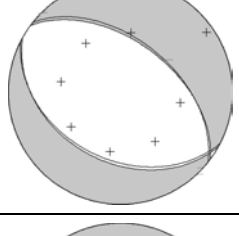
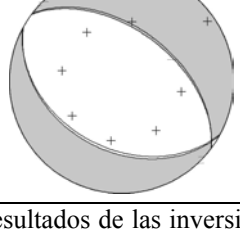
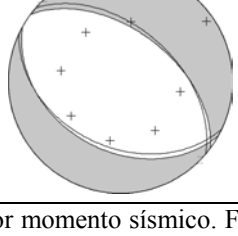
	Tiempo		Frecuencia	
M2, h=10, 0.2s		Test N1 $\varphi=120$ $\delta=38$ $\lambda=-95$ $M_0=0.81$ $Rms=0.11$ $\%CLVD=3$		Test N2 $\varphi=121$ $\delta=37$ $\lambda=-94$ $M_0=0.84$ $Rms=0.07$ $\%CLVD=4$
M2, h=10, 0.35s		Test N3 $\varphi=120$ $\delta=38$ $\lambda=-95$ $M_0=0.89$ $Rms=0.08$ $\%CLVD=2$		Test N4 $\varphi=121$ $\delta=38$ $\lambda=-94$ $M_0=0.92$ $Rms=0.02$ $\%CLVD=2$
M2, h=10, 0.5s		Test N5 $\varphi=120$ $\delta=39$ $\lambda=-95$ $M_0=0.97$ $Rms=0.06$ $\%CLVD=1$		Test N6 $\varphi=120$ $\delta=39$ $\lambda=-95$ $M_0=0.99$ $Rms=0.00$ $\%CLVD=1$
M2, h=10, 0.75s		Test N7 $\varphi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-96$ $M_0=1.1$ $Rms=0.08$ $\%CLVD=4$		Test N8 $\varphi=117$ $\delta=40$ $\lambda=-99$ $M_0=1.1$ $Rms=0.04$ $\%CLVD=5$
M2, h=10, 1.0s		Test N9 $\varphi=118$ $\delta=40$ $\lambda=-97$ $M_0=1.1$ $Rms=0.14$ $\%CLVD=6$		Test N10 $\varphi=115$ $\delta=41$ $\lambda=-102$ $M_0=1.1$ $Rms=0.11$ $\%CLVD=6$

Fig. 4.15 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green del modelo M2 con $\Delta t=0.2, 0.35, 0.5, 0.75$ y $1s$. Soluciones obtenidas en el dominio temporal (izquierda) y de frecuencia (derecha). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro), distribución de las estaciones (cruces) y parámetros de la solución.

De la misma forma se llevan a cambio pruebas de inversión para el modelo M3. Los resultados se muestran en la figura 4.16.

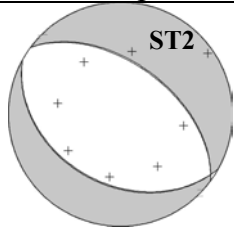
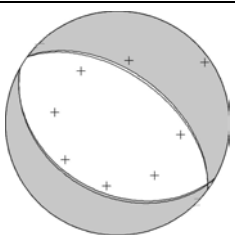
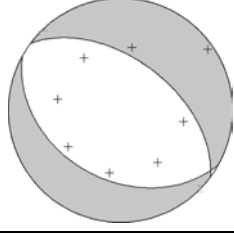
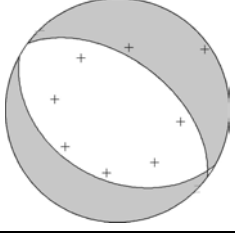
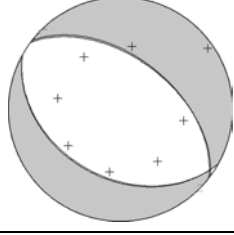
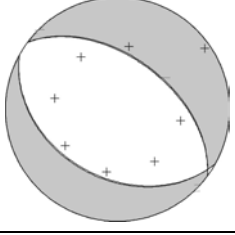
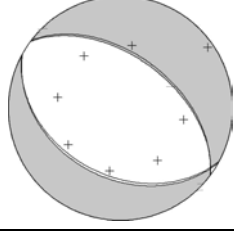
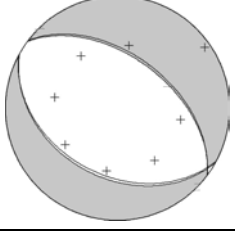
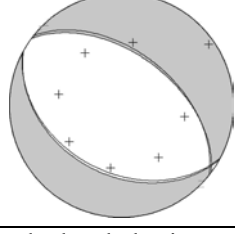
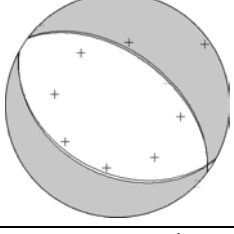
	Tiempo		Frecuencia	
M3, h=10, 0.2s		Test N11 $\varphi=119$ $\delta=37$ $\lambda=-96$ $M_0=0.76$ $Rms=0.12$ $\%CLVD=6$		Test N12 $\varphi=120$ $\delta=36$ $\lambda=-95$ $M_0=0.79$ $Rms=0.07$ $\%CLVD=6$
M3, h=10, 0.35s		Test N13 $\varphi=119$ $\delta=38$ $\lambda=-96$ $M_0=0.86$ $Rms=0.09$ $\%CLVD=4$		Test N14 $\varphi=119$ $\delta=38$ $\lambda=-96$ $M_0=0.89$ $Rms=0.02$ $\%CLVD=3$
M3, h=10, 0.5s		Test N15 $\varphi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-97$ $M_0=0.94$ $Rms=0.07$ $\%CLVD=3$		Test N16 $\varphi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-96$ $M_0=0.98$ $Rms=0.00$ $\%CLVD=3$
M3, h=10, 0.75s		Test N17 $\varphi=118$ $\delta=40$ $\lambda=-97$ $M_0=1.1$ $Rms=0.09$ $\%CLVD=4$		Test N18 $\varphi=118$ $\delta=40$ $\lambda=-97$ $M_0=1.1$ $Rms=0.04$ $\%CLVD=3$
M3, h=10, 1.0s		Test N19 $\varphi=118$ $\delta=40$ $\lambda=-98$ $M_0=1.1$ $Rms=0.16$ $\%CLVD=6$		Test N20 $\varphi=118$ $\delta=40$ $\lambda=-97$ $M_0=1.2$ $Rms=0.12$ $\%CLVD=3$

Fig. 4.16 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green del modelo M3 con $\Delta t=0.2, 0.35, 0.5, 0.75$ y $1s$. Soluciones obtenidas en el dominio temporal (izquierda) y de frecuencia (derecha). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro), distribución de las estaciones (cruces) y parámetros de la solución.

Del análisis de estos resultados e independientemente del modelo utilizado (M2 en la fig. 4.15 y M3 en la fig. 4.16), se puede comprobar como la solución se mantiene estable y correcta al considerar funciones temporales de distinta longitud (entre 0.2 y 1.0s de duración).

En particular se puede observar la estabilidad del mecanismo focal: los planos de falla se mantienen muy próximos a los de la fuente utilizada para calcular los datos teóricos y la componente de CLVD resulta siempre muy pequeña (el valor máximo del

porcentaje de CLVD estimado es del 6%), aproximando el mecanismo focal al de puro doble par. El ajuste entre datos y sintéticos es en todos los casos muy bueno, siendo en el caso peor de 0.16 y 0.12 respectivamente para la inversión en dominio de tiempo y frecuencia del modelo M3 (test N19 y N20, fig. 4.16).

La variación de la longitud de la STF sí que influye en la determinación del momento sísmico escalar: una STF demasiado larga lleva a estimaciones excesivas del valor de M_0 , mientras que para funciones temporales demasiado breves se subestima el momento escalar. En referencia a las soluciones en dominio de frecuencia para el modelo M3 los valores estimados de M_0 (en 10^{17}Nm) varían entre 0.79 y 1.20 (test N12 y N20, fig. 4.16). Este resultado se explica recordando que el momento escalar debe ser igual a la integral de la STF. Por consecuencia, si se elige una duración excesiva de la función temporal y se quiere mantener su amplitud invariada, debe aumentarse el valor del momento escalar.

El ajuste y el porcentaje de CLVD resultan en este caso buenos indicadores de una selección correcta de los parámetros del modelo: la selección de una duración inapropiada se refleja en limitados empeoramientos en el ajuste y aumentos en el porcentaje de CLVD.

La estabilidad de la solución al variar de la STF se mantiene sea utilizando el método de inversión en dominio temporal que en el dominio de frecuencia.

En la figura 4.17 se muestra la comparación de los desplazamientos observados y teóricos relativos a algunas de las soluciones obtenidas. Se centra la atención en una sola estación (ST2, indicada en las figuras 4.15 y 4.16), observando como los desplazamientos teóricos varían al considerarse los distintos valores de duración de la STF. Se muestran las componentes verticales y transversales del desplazamiento, para ambos estudios con los modelos M2 y M3.

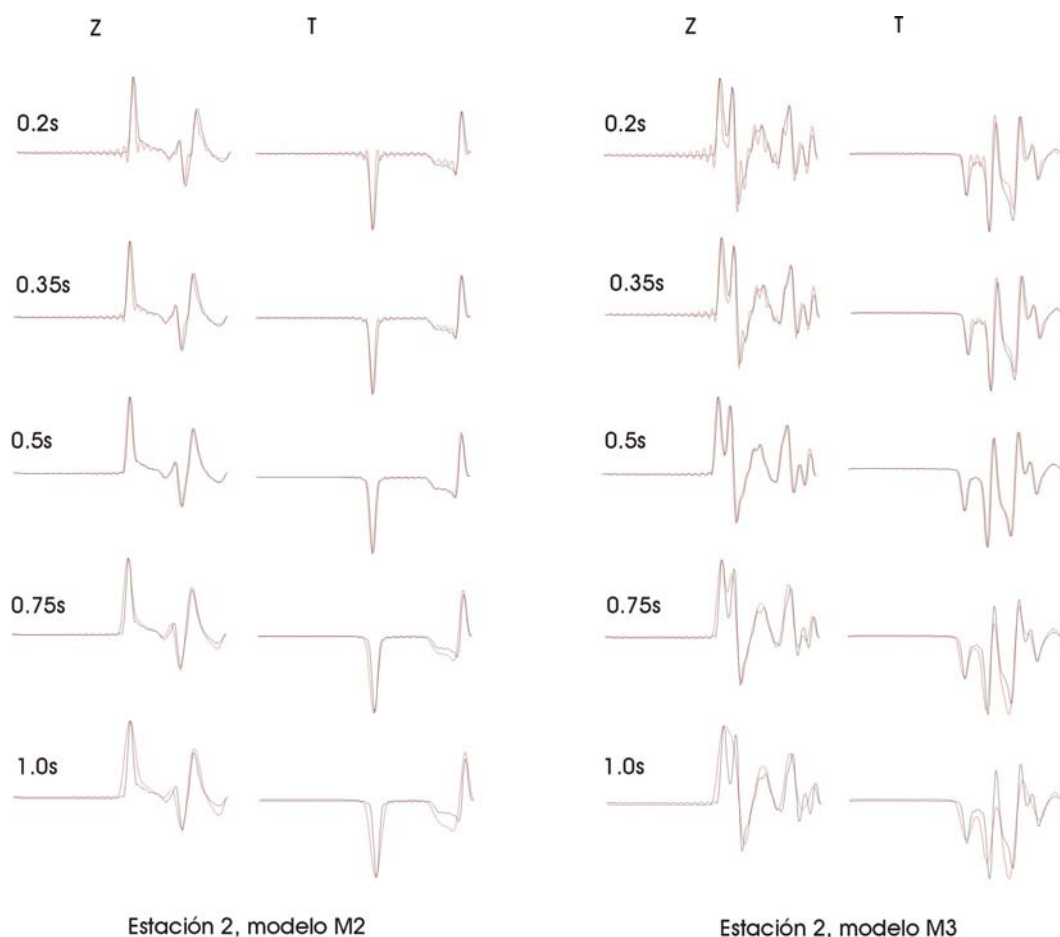


Fig. 4.17 Componentes verticales (Z) y transversales (T) de los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para las soluciones de los test de la serie N. Se muestran para la estación ST2.

La figura muestra desplazamientos teóricos muy próximos a los observados, confirmando las consideraciones hechas anteriormente sobre la buena calidad de las soluciones obtenidas con STF erróneas.

Pueden observarse algunas características de las soluciones obtenidas. Por un lado es posible observar como una distinta longitud de la función temporal se refleja en una variación de la duración de las deformaciones asociadas a las llegadas de las ondas internas: esto se ve claramente como en las soluciones relativas a STF de 1s de duración.

Por otro lado, al reducir excesivamente la longitud de la función temporal se observa la aparición de una señal anómala de alta frecuencia debida a la solución numérica de la inversión (Dahm, 1999). Esta anomalía se observa especialmente en las pruebas relativas a una STF de 0.2s de duración.

4.3.5 Comparación entre inversión en dominio de tiempo y frecuencias

Entre las conclusiones de las pruebas teóricas para estudiar la estabilidad del proceso de inversión se ha puesto de manifiesto cierto parecido entre los resultados que se obtienen trabajando en el dominio temporal, comparando los sismogramas sintéticos con los teóricos, o en el dominio de frecuencias, donde se confrontan los espectros.

Por otro lado, esto no implica necesariamente que las dos técnicas se puedan aplicar con el mismo éxito, cuando se quieran ajustar datos observados. La comparación con un registro real conlleva dificultades debidas a la identificación y alineación de las fases, especialmente difíciles a causa de la complejidad del medio real y por la presencia de ruido sísmico.

En consecuencia se ha decidido realizar unas pruebas mas, siempre en situaciones teóricas, para aclarar la duda y poder decidir que método utilizar con los datos observados.

Para comprobar la capacidad de los dos métodos de calcular la solución correcta se ha elegido invertir el tensor momento sísmico con alineaciones más o menos correctas entre los datos y los sintéticos.

Se hace referencia a la serie de datos teóricos calculados anteriormente, para los modelos de Tierra M2 y M3. Se intenta reproducir estos datos con las funciones de Green de los mismos modelos, de forma que el desajuste solo dependa de la correcta alineación.

Para cada uno de estos modelos se han realizado 5 pruebas, en dominio temporal y en el de frecuencias. Para la inversión se seleccionan ventanas de 8 segundos de duración, sea para las ondas P que para la S. Mientras la ventana de datos se mantiene centrada en la llegada a reproducir, las ventanas de las funciones de Green varían en las diferentes pruebas, empezando respectivamente a -0.5, -0.2, 0, 0.2 y 0.5 segundos con respecto a la ventana de los datos, lo que produce un desajuste variable en la alineación con los datos.

Los resultados para los modelos M2 y M3 son mostrados respectivamente en las figuras 4.18 y 4.19, según la representación gráfica usada anteriormente.

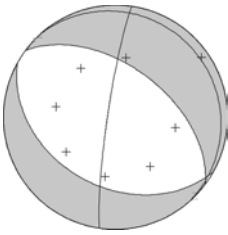
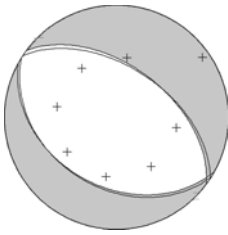
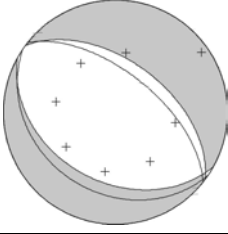
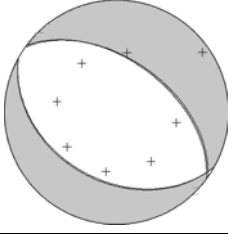
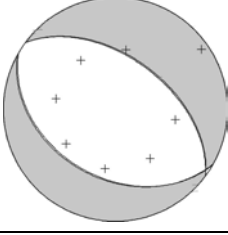
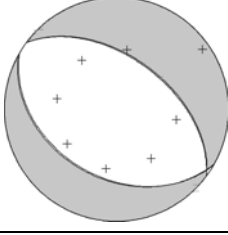
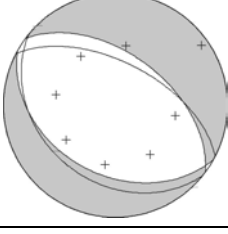
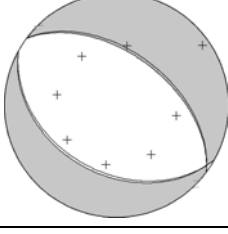
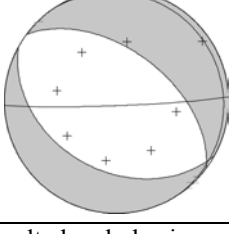
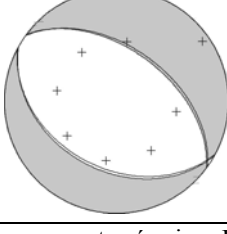
	Tiempo		Frecuencia	
M2, -0.5s		Test O1 $\varphi=318$ $\delta=9$ $\lambda=-140$ $M_0=0.10$ $Rms=1.00$ $\%CLVD=2$		Test O2 $\varphi=122$ $\delta=37$ $\lambda=-91$ $M_0=1.10$ $Rms=0.06$ $\%CLVD=4$
M2, -0.2s		Test O3 $\varphi=124$ $\delta=29$ $\lambda=-94$ $M_0=0.37$ $Rms=0.95$ $\%CLVD=50$		Test O4 $\varphi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-95$ $M_0=1.00$ $Rms=0.026$ $\%CLVD=2$
M2, 0s		Test O5 $\varphi=120$ $\delta=39$ $\lambda=-95$ $M_0=0.97$ $Rms=0.06$ $\%CLVD=1$		Test O6 $\varphi=120$ $\delta=39$ $\lambda=-95$ $M_0=0.99$ $Rms=0.0004$ $\%CLVD=1$
M2, +0.2s		Test O7 $\varphi=129$ $\delta=32$ $\lambda=-80$ $M_0=0.26$ $Rms=0.97$ $\%CLVD=64$		Test O8 $\varphi=119$ $\delta=40$ $\lambda=-96$ $M_0=0.83$ $Rms=0.045$ $\%CLVD=16$
M2, +0.5s		Test O9 $\varphi=326$ $\delta=6$ $\lambda=148$ $M_0=0.18$ $Rms=0.98$ $\%CLVD=4$		Test O10 $\varphi=118$ $\delta=40$ $\lambda=-96$ $M_0=0.67$ $Rms=0.073$ $\%CLVD=46$

Fig. 4.18 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green del modelo M2, $h=10\text{km}$ y $\Delta t=0.5$. Se introducen desfases temporales variables entre funciones de Green y datos: -0.5, -0.2, 0, 0.2 y 0.5s. Soluciones obtenidas en el dominio temporal (izquierda) y de frecuencia (derecha). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro), distribución de las estaciones (cruces) y parámetros de la solución.

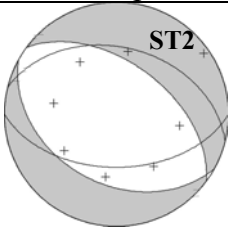
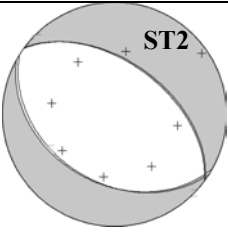
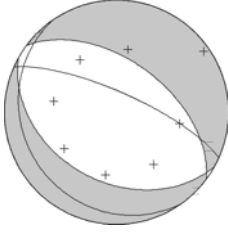
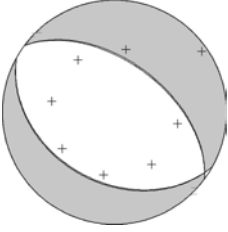
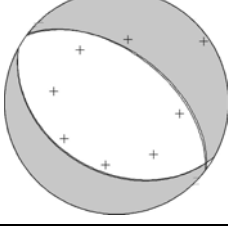
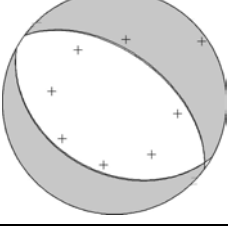
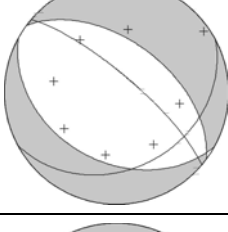
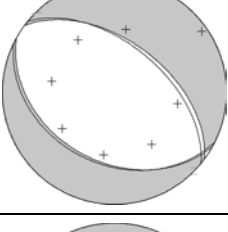
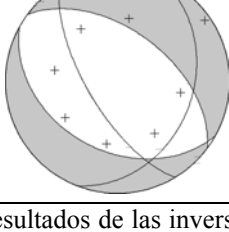
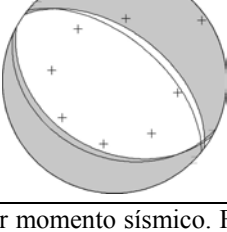
	Tiempo		Frecuencia	
M3, -0.5s		Test O11 $\varphi=184$ $\delta=40$ $\lambda=-79$ $M_0=0.18$ $Rms=0.99$ $\%CLVD=62$		Test O12 $\varphi=122$ $\delta=39$ $\lambda=-93$ $M_0=1.20$ $Rms=0.086$ $\%CLVD=10$
M3, -0.2s		Test O13 $\varphi=145$ $\delta=17$ $\lambda=-60$ $M_0=0.14$ $Rms=0.99$ $\%CLVD=23$		Test O14 $\varphi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-96$ $M_0=1.10$ $Rms=0.020$ $\%CLVD=8$
M3, 0s		Test O15 $\varphi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-97$ $M_0=0.94$ $Rms=0.071$ $\%CLVD=3$		Test O16 $\varphi=119$ $\delta=39$ $\lambda=-96$ $M_0=0.98$ $Rms=0.0012$ $\%CLVD=3$
M3, +0.2s		Test O17 $\varphi=62$ $\delta=32$ $\lambda=25$ $M_0=0.05$ $Rms=1.00$ $\%CLVD=50$		Test O18 $\varphi=116$ $\delta=36$ $\lambda=-101$ $M_0=0.78$ $Rms=0.049$ $\%CLVD=34$
M3, +0.5s		Test O19 $\varphi=21$ $\delta=33$ $\lambda=137$ $M_0=0.042$ $Rms=1.00$ $\%CLVD=13$		Test O20 $\varphi=115$ $\delta=33$ $\lambda=-102$ $M_0=0.72$ $Rms=0.078$ $\%CLVD=39$

Fig. 4.19 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green del modelo M3, $h=10\text{km}$ y $\Delta t=0,5$. Se introducen desfases variables entre funciones de Green y datos: -0.5, -0.2, 0, 0.2 y 0.5s. Soluciones obtenidas en el dominio temporal (izquierda) y de frecuencia (derecha). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro), distribución de las estaciones (cruces) y parámetros de la solución.

Se observa como para ambos modelos, las soluciones obtenidas para el dominio de frecuencias ajustan muy bien a la solución de referencia (el rms es en todos los casos inferior a 0.01), empeorando levemente al aumentar el desajuste de la alineación. El mecanismo focal de la componente de doble par se mantiene muy estable, como se puede observar en las figuras 4.18 y 4.19, mientras que el porcentaje de CLVD resulta excesivo solo en algunas pruebas (test O10, fig. 4.18, y test O18 y O20, fig. 4.19),

alcanzando el valor máximo de 46%. La estimación del momento escalar, aunque no correcta, se mantiene aceptable y varía entre $0.67 \times 10^{16} \text{Nm}$ y $1.20 \times 10^{16} \text{Nm}$.

La solución temporal, en cambio, es fuertemente dependiente de la bondad del ajuste y hasta en el caso de un desfase de 0.2 segundos la solución empeora notablemente. Errores en la alineación de las fases influyen en las características del mecanismo focal determinado (componente de doble par, porcentaje de CLVD, momento sísmico escalar).

La figura 4.20 muestra la comparación de los ajustes obtenidos a partir de las soluciones en dominio de tiempos y frecuencias. A título de ejemplo, se muestran los resultados en el caso del modelo de Tierra M3, para la estación ST2.

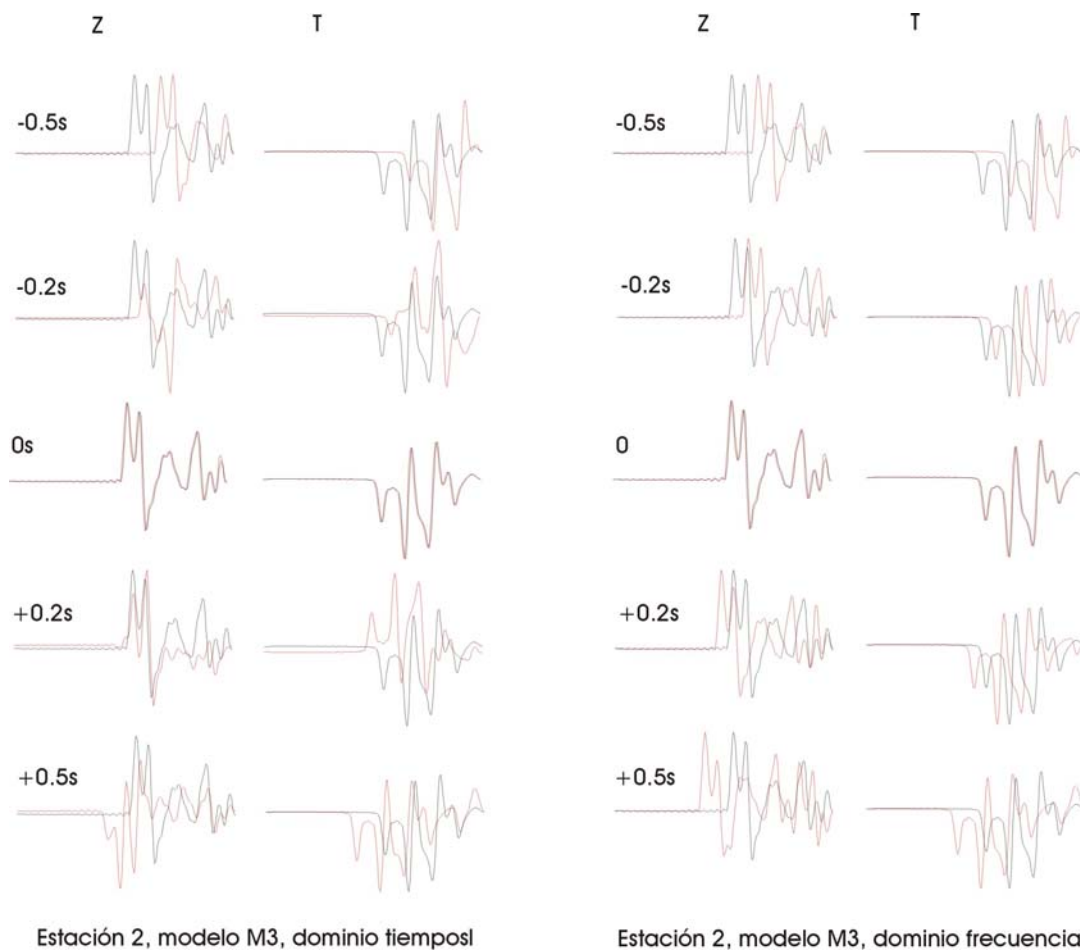


Fig. 4.20 Componentes verticales (Z) y transversales (T) de los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para las soluciones de los test de la serie O. Se muestran para la estación ST2.

Consideramos, por ejemplo, los desplazamientos de la ultima fila de la figura 4.20, identificados por el desfase temporal de +0.5s: en este caso se han elegido ventanas temporales para las funciones de Green que empiezan 0.5s después de las de

los desplazamientos observados. En el caso de la inversión en dominio de frecuencia (test O20, fig. 4.19), la solución de la inversión es correcta y puede observarse como los desplazamientos teóricos reproducen correctamente los observados (fig. 4.20, derecha). Al contrario, en la inversión en dominio temporal y debido al desfase temporal, los desplazamientos teóricos ajustan fases diferentes de los desplazamientos observados (fig. 4.20, izquierda). Esto explica la determinación de una solución incorrecta (test O19, fig. 4.19).

Como consecuencias de los resultados obtenidos para estas pruebas teóricas, se ha decidido elegir la técnica de inversión en dominio de frecuencias para la aplicación a los datos observados. La metodología que se aplicará para los terremotos estudiados recurrirá a la inversión en dominio temporal solamente en un primer momento, para asegurarse la apropiada selección de las ventanas, mientras que a continuación se trabajará comparando los espectros.

Se recuerda que, debido a la ambigüedad asociada a los ejes de tensión y presión para las soluciones obtenidas de esta forma, será necesario elegir entre las dos soluciones posibles la que mejor aproxima una solución calculada por un método distinto.

4.3.6 Cobertura acimutal

Un problema importante en el estudio del mecanismo focal de los terremotos y la determinación del tensor momento sísmico está relacionado con la disposición de las estaciones alrededor del epicentro. Es frecuente que, a causa de la geografía del área estudiada, no se pueda disponer de una buena cobertura acimutal del terremoto.

Por ejemplo, la precisión en la determinación del mecanismo focal a partir de las polaridades de las primeras llegadas puede verse gravemente afectada por la falta de estaciones en algunos cuadrantes de la esfera focal.

Se ha querido estudiar el efecto de una mala cobertura acimutal en el caso de la inversión del tensor momento sísmico en dominio de frecuencia, por lo que se han realizado una serie de test.

A este fin, se han repetido algunos de los estudios propuestos en los párrafos anteriores, combinando los estudios sobre el modelo de Tierra, la profundidad de la fuente y la longitud de la función temporal, con una reducción progresiva de las estaciones utilizadas.

Para generar las observaciones se ha utilizado el modelo de Tierra M3, considerando una fuente a 10km de profundidad con mecanismo focal normal. El mecanismo focal, descrito por un modelo de puro doble par, se caracteriza por los ángulos: $\varphi=119$, $\delta=39$, $\lambda=-96$. El momento escalar se ha fijado en 10^{17} Nm y la longitud de la función temporal de la fuente en 0.5s (fig. 4.21).

Como caso inicial, se considera la disposición de las ocho estaciones con buena cobertura acimutal utilizada en las pruebas anteriores. A partir de esta situación, se va empeorando la cobertura acimutal y reduciendo progresivamente el numero de estaciones utilizadas: se consideran respectivamente 6, 5 y 4 estaciones sísmicas.

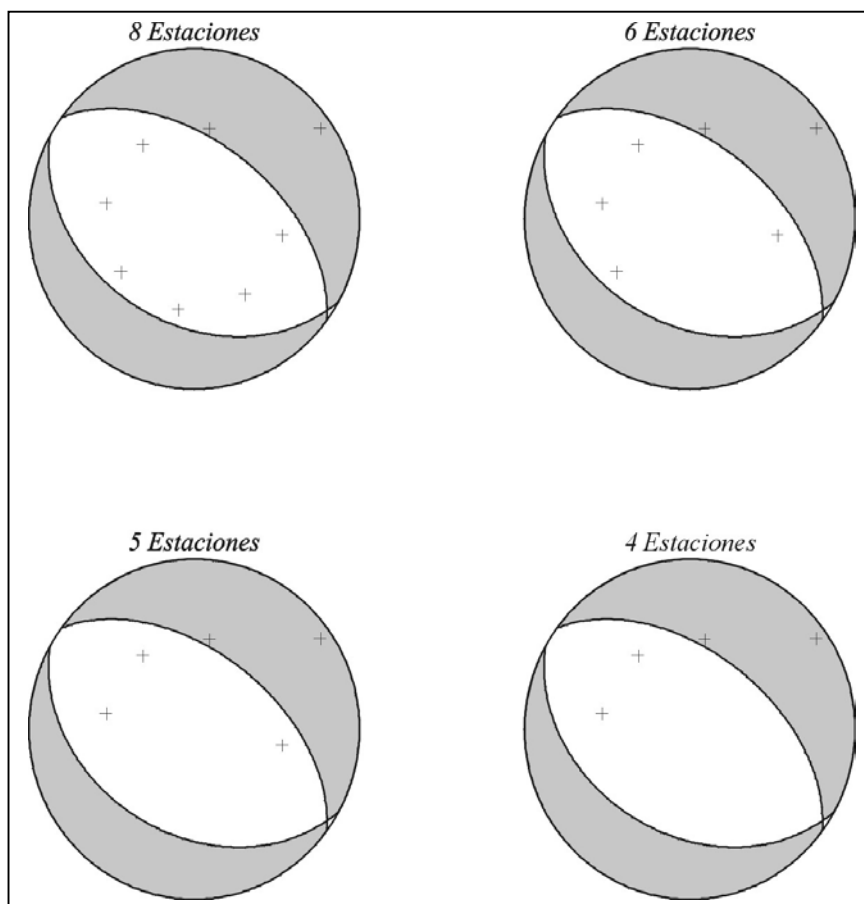


Fig. 4.21 Cobertura acimutal para los test sintéticos de inversión: 8 estaciones (superior izquierda), 6 estaciones (superior derecha), 5 estaciones (inferior izquierda) y 4 estaciones (inferior derecha). La localización de las estaciones (cruces) se refieren a un modelo de Tierra M3 y profundidad de la fuente $h=10$ km.

En el análisis de los resultados hay que tener en cuenta que al reducir el número de estaciones utilizadas, se introducen dos factores que pueden afectar la inversión: por un lado se reduce la cobertura acimutal, que es el parámetro que se quiere estudiar, por otro lado se reduce contemporáneamente el número de datos utilizados. Así, por

ejemplo, el conjunto de datos y de sintéticos que se utilizan en los estudios con 4 estaciones es exactamente la mitad con respecto a los utilizados en los estudios presentados hasta ahora. La reducción de las ventanas de datos puede tener importantes implicaciones, por ejemplo en el cálculo del ajuste. Por lo tanto se considera que las conclusiones que se deduzcan a partir del análisis de los resultados en este apartado, deben tener en cuenta el efecto combinado de estos dos factores.

En el primer conjunto de pruebas, se utilizan para la generación de las funciones de Green los tres modelos M2, M3 y M5, mientras que los valores de la función temporal y de la profundidad se mantienen iguales a los utilizados para calcular los datos sintéticos: $STF=0.5s$, $h=10km$.

Las mejores soluciones de la inversión del tensor momento sísmico en cada modelo se muestran en la figura 4.22. Este análisis puede considerarse como una ampliación del estudio sobre los efectos de una descripción errónea de la estructura cortical (párrafo 4.3.2), cuando se disponga de una reducida cobertura acimutal.

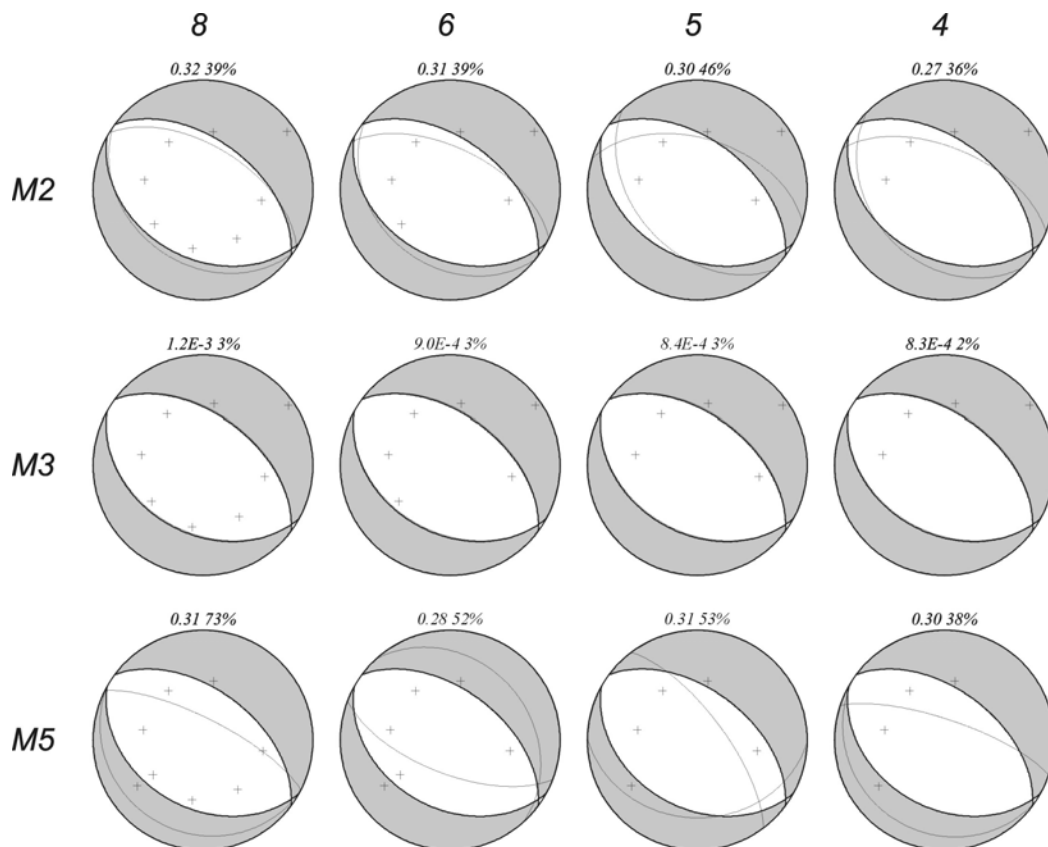


Fig 4.22 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green de los modelos M2 (superior), M3 (al centro) y M5 (inferior). Se consideran 8, 6, 5 y 4 estaciones (columnas 1, 2, 3 y 4). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro) y disposición de las estaciones (cruces). Para cada mecanismo focal se indican el rms y el porcentaje de CLVD.

La tabla 4.2 muestra las características de todas las soluciones de la figura 4.22, identificada por el modelo de Tierra y el número de estaciones: se indican la solución de la componente de doble par (ángulos ϕ , δ , λ), el ajuste (rms), el valor del momento sísmico escalar (en 10^{17}Nm) y el porcentaje de CLVD.

Tab. 4.2 Parámetros de las soluciones de la inversión (figura 4.22).

Prueba	ϕ, δ, λ	Rms	$M_0 (\times 10^{17}\text{Nm})$	%CLVD
M2-8 estaciones	125,33,-97	0.32	1.00	39%
M2-6 estaciones	129,32,-79	0.31	0.97	39%
M2-5 estaciones	137,43,-67	0.30	0.95	46%
M2-4 estaciones	135,34,-71	0.27	1.00	36%
M3-8 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
M3-6 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
M3-5 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
M3-4 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
M5-8 estaciones	119,16,-88	0.31	0.55	73%
M5-6 estaciones	111,65,-102	0.28	0.39	52%
M5-5 estaciones	91,30,-138	0.31	0.53	36%
M5-4 estaciones	124,16,-75	0.30	0.43	38%

Cuando se considera el modelo M2 para generar las funciones de Green (primera fila de resultados en la figura 4.22) se observa estabilidad en la solución al reducirse el número de estaciones: sea el mecanismo de falla normal asociado a la componente de doble par que el porcentaje de CLVD se mantienen estables. El porcentaje de CLVD (tab. 4.2) varía entre el 36% y el 46%, siendo del 39% en el caso de la solución de mejor cobertura acimutal. La progresiva mejora del ajuste al disminuir las estaciones, que varía del 0.32 del caso de 8 estaciones al 0.27 para 4 estaciones, se considera como un efecto de la reducción del número de ventanas de datos para la inversión más que de la cobertura acimutal.

La fila central de soluciones de la figura 4.22 corresponde a las inversiones con un modelo de Tierra correcto. En este caso los desplazamientos teóricos pueden reproducir perfectamente las observaciones, determinando soluciones con ajustes perfectos (residuos del orden de 10^{-3} , tab. 4.2). La reducción del número de estaciones no afecta la solución de la inversión, produciendo mínimas variaciones en el ajuste y en los porcentajes de no doble par.

La estabilidad mostrada en los casos anteriores no se produce para el ultimo modelo considerado (modelo M5, resultados en la fila inferior de la figura 4.22). El mecanismo focal asociado a la componente de no doble par muestra variaciones importantes, aunque se mantiene asociado a un mecanismo de falla normal, con azimut entre 90° y 125° (tab. 4.2). El porcentaje de CLVD también varía en función de la cobertura acimutal. En conclusión el modelo M5, que ya se había demostrado inadecuado para una buena determinación del tensor momento sísmico, muestra también su inestabilidad al variar de la cobertura acimutal del epicentro.

Hay que añadir que en este conjunto de pruebas se obtienen distintas soluciones posibles para el tensor momento sísmico, con valores de ajuste parecidos, lo que no permite identificar con seguridad la solución mejor: en este caso se ha representado la solución con el mejor ajuste, sin considerar otros parámetros como el menor porcentaje de CLVD o el ajuste de las polaridades.

La segunda serie de pruebas estudia el efecto combinado de la aproximación a la profundidad de la fuente sísmica y la variación de la cobertura acimutal. Las observaciones se han generado para el modelo de Tierra M3 y una profundidad de la fuente de 10km, las funciones de Green mantienen el mismo modelo de Tierra mientras que la profundidad del foco asume respectivamente los siguientes valores: 2, 5, 10, 22 y 44km. Los resultados se presentan en la figura 4.23 y la tabla 4.3.

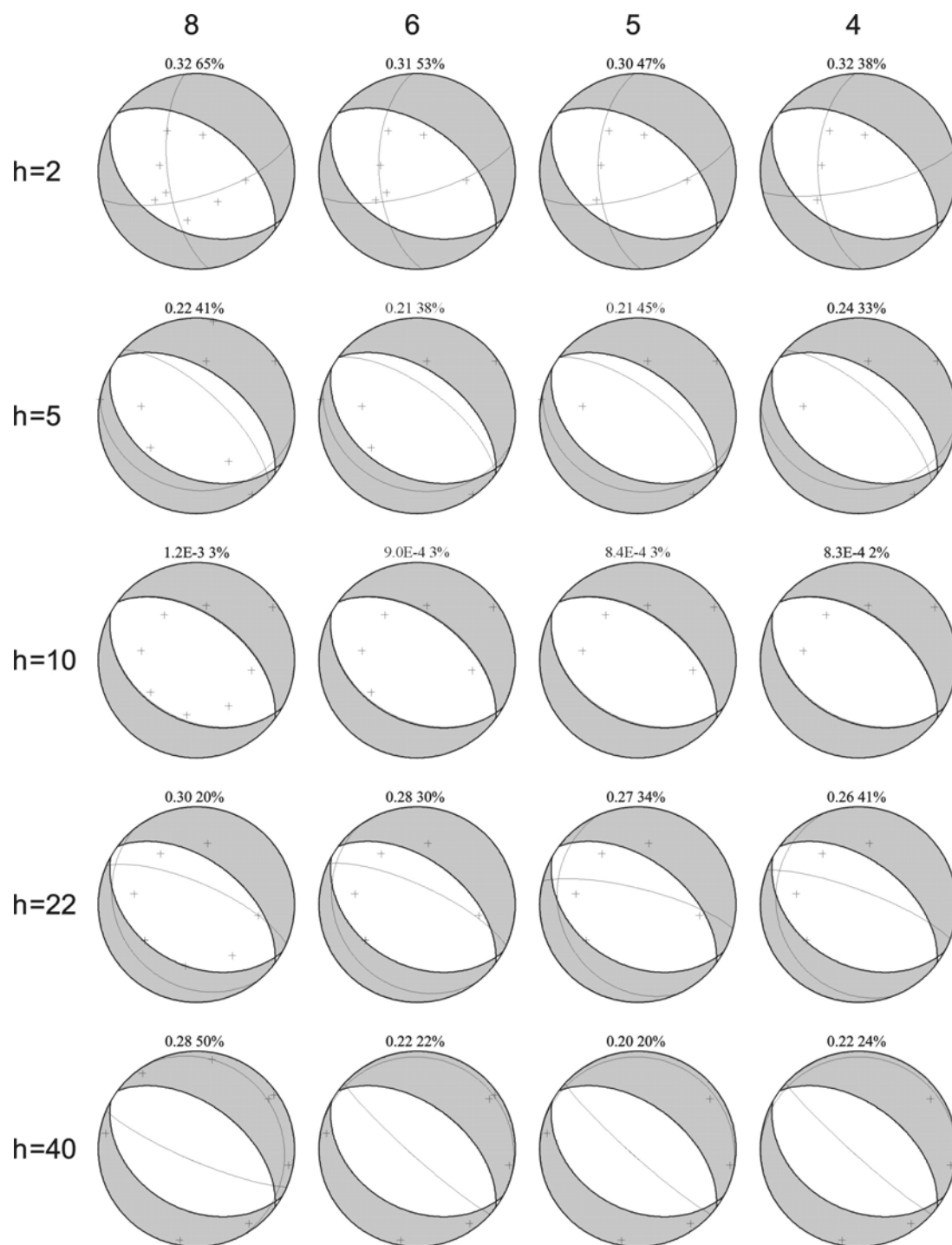


Fig 4.23 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green del modelo M3 con profundidades de 2, 5, 10, 22 y 40km. Se consideran 8, 6, 5 y 4 estaciones (columna 1, 2, 3 y 4). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro) y disposición de las estaciones (cruces). Para cada solución se indican el rms y el porcentaje de CLVD.

Tab. 4.3 Parámetros de las soluciones de la inversión (figura 4.23).

Prueba	ϕ, δ, λ	Rms	$M_0 (\times 10^{17} \text{Nm})$	%CLVD
H=2 - 8 estaciones	173,66,-157	0.32	0.42	65%
H=2 - 6 estaciones	177,58,-147	0.31	0.40	53%
H=2 - 5 estaciones	178,57,-155	0.30	0.40	47%
H=2 - 4 estaciones	178,56,-162	0.32	0.41	38%
H=5 - 8 estaciones	100,25,-120	0.22	0.71	41%
H=5 - 6 estaciones	107,25,-108	0.21	0.76	38%
H=5 - 5 estaciones	104,24,-111	0.21	0.74	45%
H=5 - 4 estaciones	95,26,-124	0.24	0.72	33%
H=10 - 8 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
H=10 - 6 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
H=10 - 5 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
H=10 - 4 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
H=22 - 8 estaciones	141,20,-64	0.30	2.0	20%
H=22 - 6 estaciones	143,18,-63	0.28	1.9	30%
H=22 - 5 estaciones	156,21,-40	0.27	1.8	34%
H=22 - 4 estaciones	160,18,-42	0.36	2.2	41%
H=40 - 8 estaciones	113,80,-98	0.28	4.9	50%
H=40 - 6 estaciones	132,84,-87	0.22	9.3	22%
H=40 - 5 estaciones	132,84,-87	0.20	9.8	20%
H=40 - 4 estaciones	132,85,-86	0.22	9.3	41%

El análisis de este grupo de pruebas evidencia una gran estabilidad del proceso de inversión en dominio de frecuencias al reducir la cobertura acimutal y la cantidad de datos. La estabilidad se mantiene en todos los casos analizados, sea en los casos extremos, cuando se considera una profundidad de la fuente muy diferente de la verdadera, como cuando el error en este parámetro es menor.

En los primeros casos, la solución de mala calidad obtenida usando todas las estaciones se mantiene al reducirse el número de datos y la cobertura acimutal. De la misma forma se observa estabilidad para las inversiones con $h=5\text{km}$ y $h=20\text{km}$, para las cuales las soluciones se acercan a la configuración correcta del tensor momento sísmico.

La estabilidad observada al variar la cobertura acimutal se refiere especialmente al mecanismo asociado a la componente de doble par del mecanismo focal, mientras que se observan algunas variaciones menores en el porcentaje de no doble par.

Por ultimo se presentan los resultados referidos al estudio de la variación de cobertura azimutal para distintas longitudes de la función temporal (figura 4.24 y tabla 4.4).

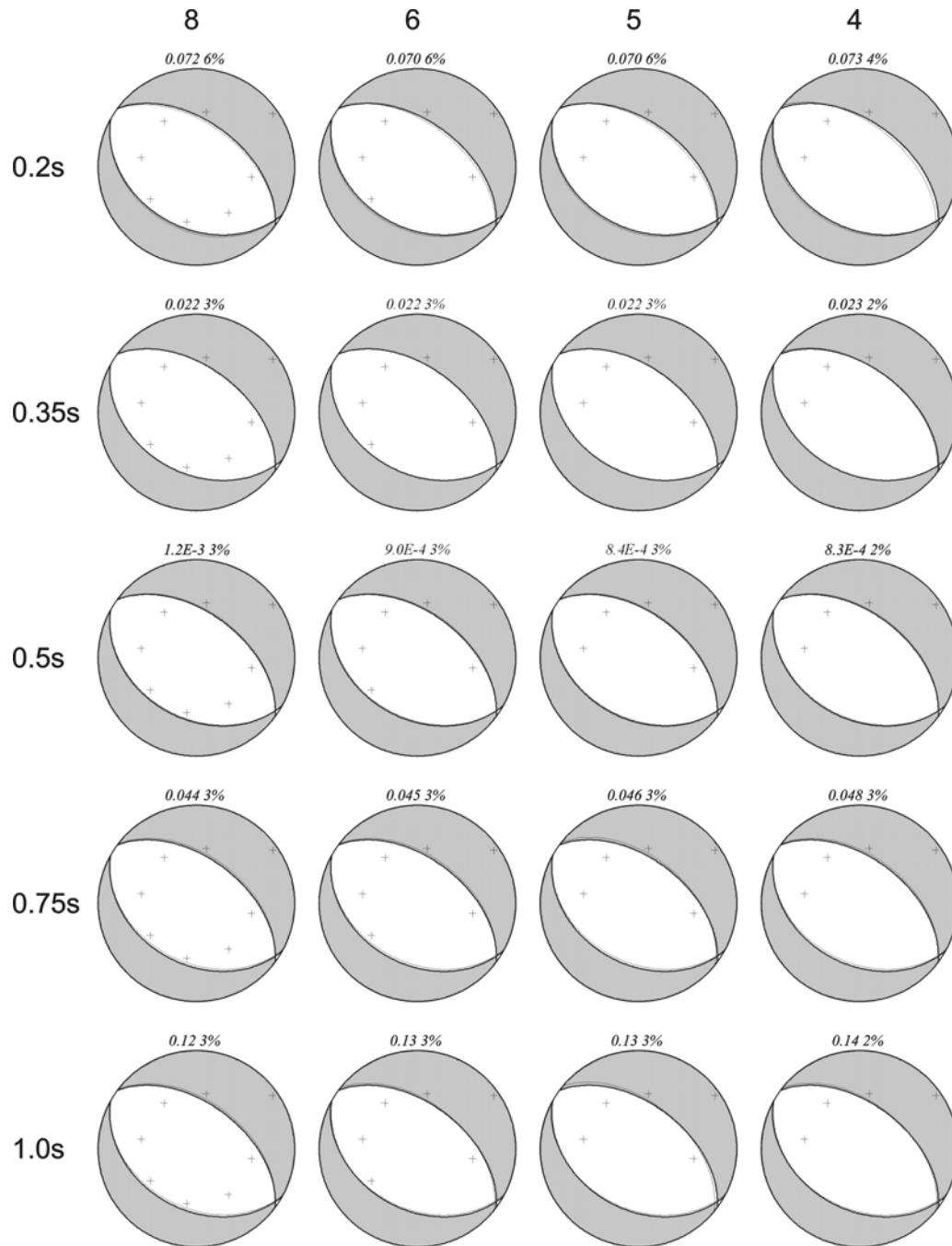


Fig 4.24 Resultados de las inversiones teóricas del tensor momento sísmico. Funciones de Green del modelo M3 y longitudes de la STF de 0.2s, 0.35s, 0.5s, 0.75s y 1s. Se consideran 8, 6, 5 y 4 estaciones (columnas 1, 2, 3 y 4). Esferas focales del mecanismo de referencia (en gris y blanco), componentes de doble par de la solución calculada (planos focales en negro) y disposición de las estaciones (cruces). Para cada solución se indican el rms y el porcentaje de CLVD.

Tab. 4.4 Parámetros de las soluciones de la inversión (figura 4.24).

Prueba	ϕ, δ, λ	Rms	$M_0 (\times 10^{17} \text{Nm})$	%CLVD
0.2s - 8 estaciones	120,36,-95	0.07	0.79	6%
0.2s - 6 estaciones	119,36,-97	0.07	0.79	6%
0.2s - 5 estaciones	119,36,-97	0.07	0.79	6%
0.2s - 4 estaciones	118,36,-99	0.07	0.79	4%
0.35s - 8 estaciones	119,38,-96	0.02	0.89	3%
0.35s - 6 estaciones	119,38,-96	0.02	0.89	3%
0.35s - 5 estaciones	119,38,-96	0.02	0.89	3%
0.35s - 4 estaciones	119,38,-97	0.02	0.89	2%
0.5s - 8 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
0.5s - 6 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
0.5s - 5 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
0.5s - 4 estaciones	119,39,-96	0.00	0.98	3%
0.75s - 8 estaciones	118,40,-97	0.04	1.1	3%
0.75s - 6 estaciones	118,40,-97	0.04	1.1	3%
0.75s - 5 estaciones	118,40,-98	0.05	1.1	3%
0.75s - 4 estaciones	118,40,-97	0.05	1.1	3%
1.0s - 8 estaciones	118,40,-97	0.12	1.2	3%
1.0s - 6 estaciones	117,39,-99	0.13	1.2	3%
1.0s - 5 estaciones	117,39,-100	0.13	1.2	3%
1.0s - 4 estaciones	117,39,-99	0.14	1.2	2%

Como se ha visto en el párrafo 4.3.4, la variación de la función temporal de la fuente sísmica no tiene apenas influencias en la determinación del tensor momento sísmico. La buena calidad de las soluciones determinadas para distintas duraciones de la STF en condiciones de buena cobertura acimutal se mantiene reduciendo el número de estaciones. Hasta en el caso de utilizarse solo 4 estaciones, que en el caso estudiado cubren solo la mitad norte de la esfera focal, la solución se mantiene estable y muy próxima a la solución de referencia.

Esto demuestra una vez mas como, cuando se disponga de un modelo apropiado de Tierra y se haya definido correctamente la profundidad de la fuente, sea posible determinar de forma correcta el tensor momento sísmico también en el caso de coberturas azimutales desfavorables.

Las pruebas realizadas muestran los efectos combinados de la introducción de errores en el modelo (modelo de Tierra, profundidad de la fuente y longitud de la función temporal) y una reducción del numero de estaciones.

En conclusión, los resultados muestran la estabilidad de la solución de la inversión al variar de la cobertura acimutal, tanto cuando se utiliza un modelo correcto como cuando se introducen errores en el modelo de Tierra (fig. 4.22), en la profundidad focal (fig. 4.23) o en la longitud de la STF (fig. 4.24).

Una excepción a este comportamiento se observa en el caso del modelo de Tierra M5 (soluciones inferiores de la figura 4.22): al reducir el número de estaciones y la cobertura acimutal, las soluciones de la inversión varían y comparecen soluciones alternativas. Este resultado puede deberse al haber considerado un error excesivo en la definición del modelo de Tierra, como demuestra la escasa calidad de la solución de la inversión para una buena cobertura acimutal (solución inferior izquierda en la fig. 4.22).

4.4 Conclusiones de los test teóricos

Las conclusiones de los estudios teóricos, de los que se han presentado los resultados más significativos, pueden resumirse en los siguientes puntos:

- Un parámetro determinante para alcanzar una buena solución de la inversión del tensor momento es elegir un apropiado **modelo de Tierra**. Aunque el modelo solo es una aproximación a la realidad, debe intentar ser lo mas detallado posible. En especial modo, debe reproducir una estructura de estratificación en capas, o unos determinados gradientes de velocidad. La elección de un modelo erróneo se traduce en una mala determinación del tensor momento sísmico, con la comparecencia de componentes artificiales de CLVD, rotación de los planos asociados a la componente de doble par y mala estimación del momento escalar.
- Igualmente de importante por la calidad de la solución resulta ser la **profundidad de la fuente sísmica**. Hay que tener en cuenta situaciones especialmente críticas para la estabilidad del modelo: el caso de fuentes muy próximas a la superficie y el caso de que la fuente se encuentre en una capa distinta del modelo de Tierra seleccionado. En general, una mala definición de la profundidad de la fuente implica incrementos del desajuste, de la componente de CLVD y una mala determinación de los planos de falla asociados a la componente de doble par. Para fuentes muy superficiales pueden estimarse

componentes excesivas de CLVD. La comparación de soluciones obtenidas para distintas profundidades puede generalmente determinar a la vez la profundidad de la fuente y el tensor momento sísmico asociado.

- Un parámetro de menor importancia en términos de la estabilidad del mecanismo focal determinado es la **longitud de la función temporal de la fuente**. Se ha comprobado la estabilidad de las componentes del tensor momento sísmico, para un rango elevado de longitudes, entre la mitad y el doble de la longitud de la función temporal de referencia. Variaciones en este parámetro influyen solamente en la estimación del momento escalar: este parámetro resulta sobrestimado cuando se elijan longitudes demasiado largas de la STF, y subestimado para STF demasiado cortas.
- En los casos teóricos las soluciones de la **inversión en dominio de tiempo y en dominio de frecuencias**, muestran la misma estabilidad y las mismas dificultades en determinar la solución correcta para modelos erróneos. Además se ha comprobado como, en la mayoría de los casos, los dos métodos producen resultados parecidos. Hay que añadir que estas consideraciones no se pueden extrapolar al caso de aplicar el método a datos observados, por los que va a ser más difícil e imprecisa la definición de las llegadas que se van a reproducir. Se ha comprobado como una imperfecta alineación entre datos y funciones de Green introduce errores importantes en la solución de la inversión en dominio temporal. La solución en dominio de frecuencia, al contrario, se mantiene estable, lo que recomienda el uso de este método de inversión para la aplicación a datos observados.
- Para determinar la calidad de la solución calculada, hay que basarse en ambos parámetros disponibles: **el ajuste y el porcentaje de la componente de no doble par**. En general, el ajuste entre sintéticos y datos es el mejor indicador de la calidad de la solución y solo en un segundo tiempo se puede utilizar el porcentaje de no doble par. Se ha comprobado que los dos parámetros no siempre son coherentes, en el sentido de que por ciertas soluciones hay buen ajuste un elevado componente de no doble par, o al revés un mecanismo próximo al puro doble par pero con ajuste peor.

- Una reducida cobertura acimutal del epicentro no influye mucho en la determinación del tensor momento sísmico. Se ha comprobado como el mecanismo focal se mantiene estable al reducir el número de estaciones utilizadas hasta una configuración con solo la mitad de estaciones y falta de datos para los dos cuadrantes meridionales. Los máximos efectos debido a la reducción de la cobertura acimutal se han observado al considerar modelos de Tierra distintos del que se ha utilizado para generar los datos, lo que implica que podría observarse este tipo de efecto en la aplicación a situaciones reales.

5. Aplicación a terremotos de España

La metodología descrita en los capítulos anteriores se ha aplicado a 4 terremotos ocurridos en la Península Ibérica entre 2002 y 2004. Todos los sismos presentan focos superficiales ($h < 40\text{km}$) y magnitud M_w comprendida entre 3 y 5. Los registros utilizados para realizar la inversión son sismogramas digitales de banda ancha y las distancias epicentrales inferiores a los 350km.

La localización de los epicentros en distintas regiones (fig. 5.1) implica la necesidad de utilizar modelos regionales de corteza diferentes para cada una. En determinados casos, la existencia de distintos modelos corticales para la misma área ha requerido la comparación de las soluciones de la inversión al utilizar modelos distintos.

La heterogeneidad de la estructura cortical ha aconsejado, en algunas situaciones, la utilización de dos modelos distintos de Tierra en la misma inversión del tensor momento sísmico, mediante la generación de las funciones de Green de distintas estaciones con modelos de Tierra distintos.

La selección de los terremotos se ha hecho intentando elegir sismos de características diferentes, sea por lo que se refiere al mecanismo focal esperado, que a su magnitud y a su profundidad. Esta elección se ha hecho con la idea de estudiar la capacidad de la metodología de resolver el problema de la inversión del momento sísmico para fuentes sísmicas diferentes.

Otra problemática que se ha querido estudiar es la falta de una buena cobertura acimutal de las estaciones sísmicas, debida a razones geográficas como la presencia del mar, que a menudo afecta estudios de mecanismos focales.

Se ha querido seleccionar terremotos de magnitudes diferentes, aunque superiores al valor de $M_w=3$, para comprobar la calidad de la inversión al variar de este parámetro. Aunque el número de terremotos estudiados no es suficiente a establecer una regla segura, se ha intentado determinar la banda de filtrado que produce resultados mejores en función de la magnitud del terremoto. Por otra parte el número reducido de terremotos utilizados es consecuencia del carácter moderado de la sismicidad en España.

La figura 5.1 muestra la localización epicentral de los terremotos elegidos. Sus datos de localización, hora origen y magnitud se indican en la tabla 5.1.



Fig. 5.1 Localización epicentral de los terremotos estudiados: 1) Gergal, 4/2/2002 (1), 2) Alborán, 18/2/2003, 3) Ripollés, 26/2/2003, 4) Ripollés 21/9/2004.

Tab 5.1 Parámetros de los terremotos estudiados. Para cada terremoto se indica la localización geográfica, la hora origen y la magnitud (IGN).

Terremoto	Lat N(°)	Lon E(°)	Fecha	Hora	Magnitud
Gérgal	37.12	-2.57	04/02/2002	20:09:30.4	$m_b=5.1$
Alborán	35.84	-3.53	18/02/2003	13:09:37.7	$m_b=4.7$
Ripollés 1	42.30	2.22	26/02/2003	03:32:57.5	$m_b=3.8$
Ripollés 2	42.34	2.17	21/09/2004	15:48:04.8	$m_b=4.1$

Se han estudiado los posibles problemas para el proceso de inversión y establecido los parámetros más adecuados para el cálculo del momento sísmico. La metodología de inversión se ha aplicado considerando distintos valores de la profundidad de la fuente, aunque siempre suponiendo que se trate de fuentes superficiales, y estudiando la variación de la calidad de la solución en función de este parámetro: de esta forma es posible determinar al mismo tiempo el mecanismo focal y la profundidad del foco.

Por último se han analizado los resultados, comprobando su calidad mediante la comparación con otras soluciones conocidas, con las polaridades de las primeras llegadas y con la solución de la inversión para un modelo de fuente de puro doble par.

A continuación se describen los resultados obtenidos.

5.1 Terremoto de Gérgal (4/2/2002)

Según datos del Instituto Geográfico Nacional, el terremoto de Gérgal ocurrió a las 20:09:30.4 del 4 de febrero de 2002. Las coordenadas geográficas del epicentro fueron de 37.12°N y -2.53°E, que le sitúan cerca del pueblo de Gérgal (Almería). La profundidad estimada por el IGN fue de 9km y su magnitud m_b de 5.1.

5.1.1 Registros utilizados

Para el proceso de inversión se han utilizado estaciones sísmicas de banda ancha a distancias epicentrales inferiores a 350km, que corresponden a la red permanente ROA/UCM/GFZ, a la red temporal TEDESE y a la red digital del IGN.

Las frecuencias de muestreo en estas estaciones son de 50 y 100Hz, descartando aquellas que tengan frecuencias de muestreo distintas (por ejemplo, para la estación

MELI con frecuencia de muestreo de 80Hz) y no remuestreables a la frecuencia de inversión de 50Hz.

También se han eliminado aquellos registros que tienen un excesivo ruido y hacen imposible la identificación de las fases principales y por lo tanto la sucesiva selección de las ventanas de datos a invertir.

Por ultimo, se excluyó la estación de ACLR, cuya distancia epicentral menor de 10km desaconseja su utilización. La razón se debe por un lado al hecho de que a distancias epicentrales pequeñas, el ajuste entre teóricos y observados estaría demasiado afectado por errores mínimos en la localización epicentral. Por otra parte, los desplazamientos en estaciones próximas al foco resultan mucho mayores que en las demás estaciones, y el proceso de inversión resulta excesivamente ponderado en el ajuste de los datos de las estaciones más cercanas.

Se consideran un total de 12 estaciones de banda ancha, con una buena cobertura acimutal. En la tabla 5.2 se indican las características de las estaciones: nombre, red, coordenadas geográfica, distancia epicentral y azimut. En la figura 5.2 se muestra la localización geográfica del epicentro y de las estaciones.

Tab. 5.2 Estaciones sísmicas utilizadas para el estudio del mecanismo focal del terremoto de Gérgal.

Estación	Red	Lat N(°)	Lon E(°)	Dist. Epic. (km)	Acimut (°)
EBER	IGN	36.90	-2.89	36.69	237.84
ACBG	TEDESE	36.77	-2.20	45.88	137.84
ORGV	TEDESE	36.86	-3.43	82.50	253.55
EQES	IGN	37.80	-3.07	93.31	330.00
ALB	TEDESE	35.93	-3.03	134.15	199.19
CART	ROAUCMGFZ	37.59	-1.01	146.67	66.77
ELUQ	TEDESE	37.56	-4.27	162.01	289.87
EMAL	TEDESE	36.76	-4.43	171.58	258.87
ETOB	IGN	38.64	-1.55	194.61	26.32
CFS	TEDESE	35.23	-2.49	204.40	178.64
EADA	IGN	38.17	-4.58	216.51	304.61
CEU	TEDESE	35.92	-5.33	280.57	243.61



Fig. 5.2 Epicentro del terremoto de Gérgal (estrella) y localización de las estaciones utilizadas (tabla 5.2) para la inversión del tensor momento sísmico.

Según la metodología expuesta en el párrafo 4.2.1, se han procesado los registros, obteniendo los desplazamientos y girando los ejes para obtener la componente radial y transversal. Se han remuestreado los datos a una frecuencia común de 50Hz.

Debido a la buena calidad de los registros no ha sido necesario aplicar filtros para ayudar la identificación de las llegadas de las ondas P y S y se ha aplicado inicialmente solo un filtrado pasa-banda entre 0.001 y 4.95Hz, los mismos valores esquinas utilizados para la generación de las funciones de Green.

De los sismogramas en desplazamientos se han seleccionado ventanas temporales de 10s de duración, para las componentes verticales y radiales de las ondas P y las componentes transversales de las ondas S (fig. 5.3).

La selección del conjunto de estos parámetros fija un limite en las frecuencias de filtrado durante la inversión. Por un lado, el valor mínimo de frecuencia recomendable es de 0.1Hz ya que se han elegido ventanas de datos de 10s de duración. El valor máximo recomendable es de 4.95Hz.

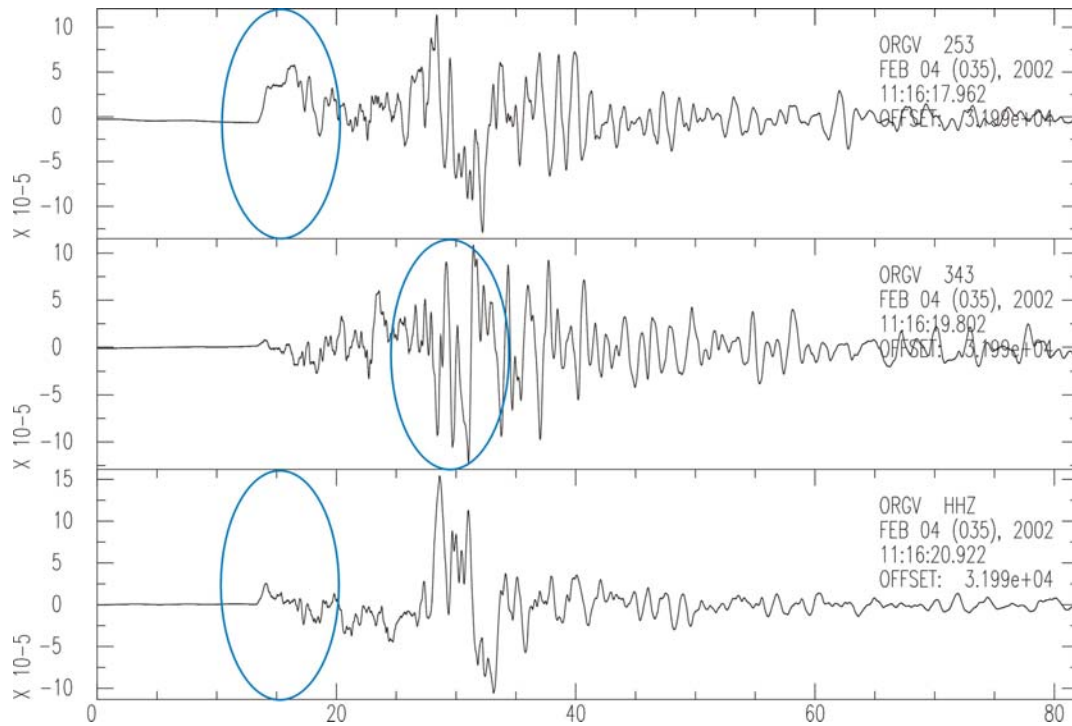


Fig. 5.3 Desplazamientos en la estación de banda ancha ORGV. Se muestran respectivamente las componentes radiales (R), transversales (T) y verticales (Z). Las ventanas utilizadas para la inversión se indican con una elipse azul.

Para aplicar la inversión del tensor momento sísmico en el dominio de frecuencias, mediante el ajuste de los espectros de amplitudes, se ha llevado a cabo un análisis espectral a partir de los registros sísmicos de las estaciones utilizadas. Se han utilizado las componentes verticales relativas a los primeros 10s de los sismogramas, lo que proporciona informaciones útiles sobre el contenido en frecuencias de las ondas sísmicas, define la frecuencia esquina y permite estimar el momento escalar.

En la figura 5.4 se muestra la ventana seleccionada para la componente vertical de la estación de ORGV, el registro deconvolucionado con el instrumento y en desplazamientos, y el espectro de amplitud. A partir de estos espectros se ha obtenido un valor medio para la frecuencia de esquina de este terremoto de 1.5Hz y el momento sísmico escalar se ha calculado a partir de la ecuación (Udías, 1999):

$$M_0 = \frac{4U_z^P \pi \rho \alpha^3 r e^{(\omega r / \alpha Q_\alpha)}}{g(\Delta) C_z(i_0) R_p(\varphi, \delta, \lambda, i_h)} \quad (5.1)$$

obteniéndose un valor de $(2.0 \pm 1.5) \times 10^{16} \text{ Nm}$. En la ecuación 5.1 U_z^P representa la amplitud media del espectro a bajas frecuencias para las ondas P, r la distancia entre la

fuente y la estación, Q_α la atenuación para las ondas P, g el coeficiente de expansión geométrica, C_z el efecto de la superficie libre y R_p el patrón de radiación.

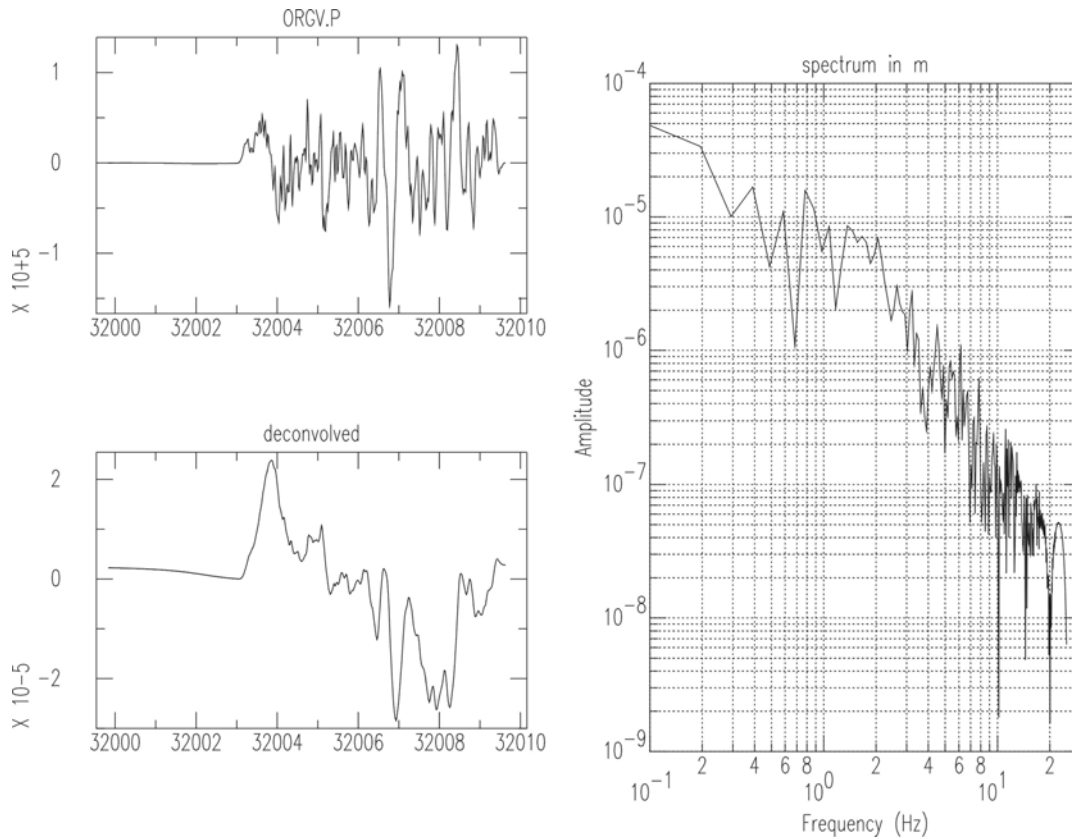


Fig. 5.4 Componente vertical de la estación ORGV: registro original (superior izquierda), desplazamiento (inferior izquierda) y espectro (derecha).

5.1.2 Modelos de Tierra y funciones de Green

La complejidad de la región en que ocurrió el terremoto y la existencia de diversos modelos corticales propuestos para esta área, hacen difícil la elección del modelo de Tierra para generar las funciones de Green. El desconocimiento de un preciso modelo de corteza y la heterogeneidad de la región se presentan como la mayor problemática a enfrentar en la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto de Gérgal.

Se han elegido dos modelos de estructura para la zona y comparado sus resultados: el modelo BET propuesto por Dañobeitia et al. (1998) para las Béticas y el modelo que utiliza el IGN en sus determinaciones hypocentrales en España y Norte de Marruecos (Mezcua y Martínez Solares, 1983). De ahora en adelante se hará referencia a estos modelos, respectivamente como modelos M6 y M8 (fig. 5.5).

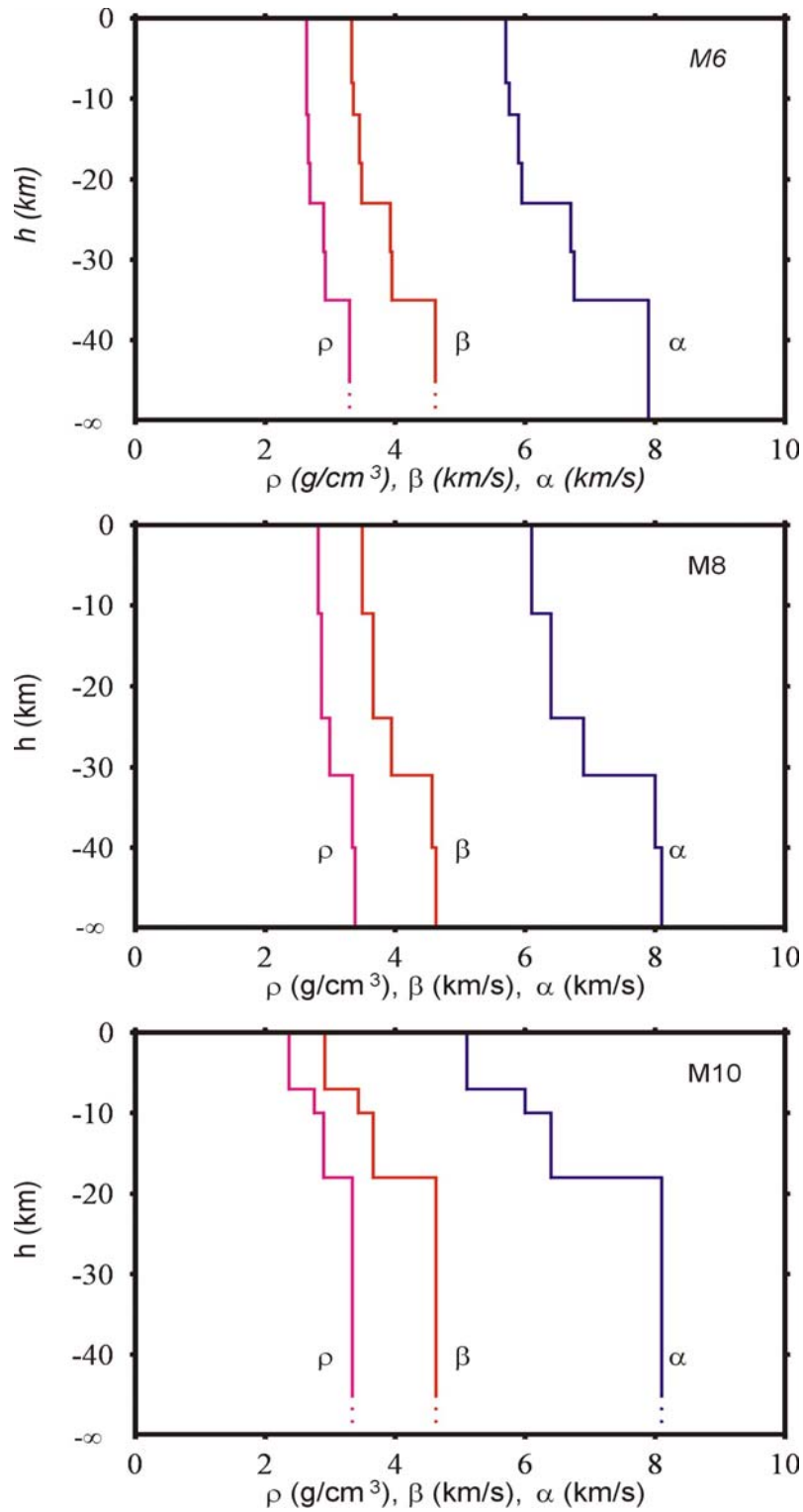


Fig. 5.5 Valores de la velocidad de las ondas P y S y de la densidad en los primeros 40km de profundidad para los modelo M6 (arriba), M8 (al centro), M10 (abajo).

El modelo M6 propone una corteza continental de 35km de espesor dividida en 6 capas sobre un semiespacio homogéneo.

El modelo M8 describe una corteza de 31km de espesor mediante la estratificación en 3 capas. El modelo de Tierra se completa mediante la inclusión de

otras 3 capas hasta los 150km de profundidad antes de considerar un semiespacio homogéneo (Mezcua y Martínez Solares, 1983).

Intentando representar mas fielmente la heterogeneidad de la región, se ha utilizado un tercer modelo: el modelo M10 (fig. 5.5) propuesto por Gallart et al. (1995). Este modelo se ha utilizado para las estaciones ALB, CEU y CFS (fig. 5.2) que se encuentran en zonas costeras.

En todos los modelos utilizados para el terremoto de Gérgal, se ha considerado un valor constante de los coeficientes de atenuación Q_α y Q_β , respectivamente igual a 400 y 200, valores medios recomendados por Pujades et al. (1990) para las zonas de las Béticas y del Mar de Alborán.

Por lo que se refiere a la profundidad de la fuente, se han tomado como valor de referencia el calculado por el Instituto Geográfico Nacional en 9km.

5.1.3 Parámetros de la inversión

Para el estudio del terremoto de Gérgal se utilizan las componentes verticales y radiales de las ondas P y las transversales de las ondas S. El utilizo de dos componentes espaciales para las ondas P y uno solo para las S, que tienen amplitudes mayores, hace que la inversión no dependa excesivamente del ajuste de una de las dos fases.

Se ha añadido un peso directamente proporcional a la distancia epicentral de las estaciones, para evitar que la solución de la inversión dependa de forma excesiva del ajuste de los datos de estaciones cercanas, que presentan normalmente mayores amplitudes.

Las funciones de Green y los desplazamientos reales se han filtrado con el mismo filtro rectangular, para una banda de frecuencias comprendidas entre los valores esquinas de 0.1Hz y 2Hz, que cumplen con las condiciones indicadas en el párrafo 5.1.1. El valor superior se ha fijado en 2Hz en consecuencia de los resultados del análisis espectral, eligiendo un valor que fuese ligeramente superior a la frecuencia esquina. Se ha comprobado que la inclusión de frecuencias superiores (hasta valores de 4Hz) no produce cambios importantes en los resultados de la inversión. En cambio, la reducción ulterior de la banda de frecuencia elegida se traduce en una variación mayor en la estimación del tensor momento sísmico, lo que sugiere que se esté perdiendo una parte importante de la información asociada a la radiación sísmica.

Para cada proceso de inversión, la previa inversión en dominio temporal ha permitido comprobar la correcta alineación entre desplazamientos reales y teóricos, ya

que las aproximaciones introducidas por la selección de un determinado modelo de Tierra, pueden introducir desfases temporales entre la llegada de las fases principales. Aunque se ha demostrado la mayor estabilidad de la inversión del espectro de amplitud, la inversión en dominio temporal resulta útil para mejorar la calidad de la solución y sobre todo para evitar errores en la selección de las ventanas.

La figura 5.6 muestra un ejemplo del procedimiento seguido. El registro que se muestra es de la estación ORGV. En la figura 5.6a se muestran posibles selecciones de las ventanas: en un caso se eligen las ventanas correctamente (ventanas azules), eligiendo las fases correctas sea en los desplazamientos observados que en las funciones de Green, en otro caso la selección es errónea (ventanas rojas). La inversión en el dominio temporal (figura 5.6b) permite comprobar la selección correcta, a partir de la cual se puede proceder a la inversión en dominio de frecuencias.

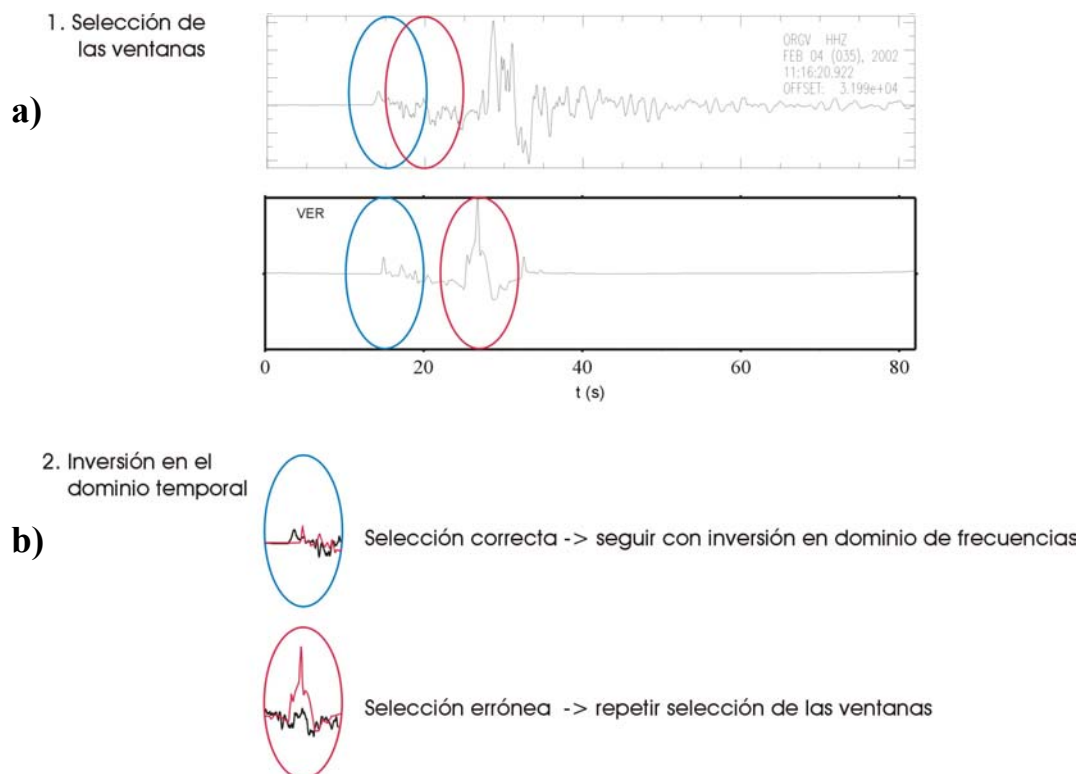


Fig. 5.6 Procedimiento utilizado para la inversión: una previa inversión en dominio temporal asegura la correcta selección de las ventanas (ventanas azules).

5.1.4 Resultados de la inversión

A continuación se describen los resultados de las distintas series de inversiones del tensor momento sísmico para el terremoto de Gérgal, utilizando los modelos de Tierra antes descritos.

Inversión con el modelo M6

La primera inversión se ha efectuado considerando el mismo modelo de Tierra M6 (figura 5.5) para las 12 estaciones utilizadas.

Debido a la no linealidad del proceso de inversión, pueden obtenerse distintas soluciones, dependiendo de las condiciones iniciales elegidas. Estas soluciones difieren en las características del mecanismo focal y pueden agruparse en distintas familias.

El análisis del conjunto de los resultados de la inversión muestra la existencia de dos tipologías de soluciones, ambas representativas de mecanismos normales, pero diferentes por lo que se refiere a la definición de los planos focales y a la componente de no doble par. La determinación de soluciones pertenecientes a las dos familias se observa para distintos valores de profundidad, en el rango analizado entre 0 y 20km.

La figura 5.7 muestra el ajuste de las soluciones del primer tipo en función de la profundidad: para cada solución se representa el mecanismo focal relativo a la componente de doble par, indicando en la parte superior el porcentaje de la componente de CLVD. El eje vertical expresa la calidad de la solución, que es mayor cuanto mas pequeño el valor de rms.

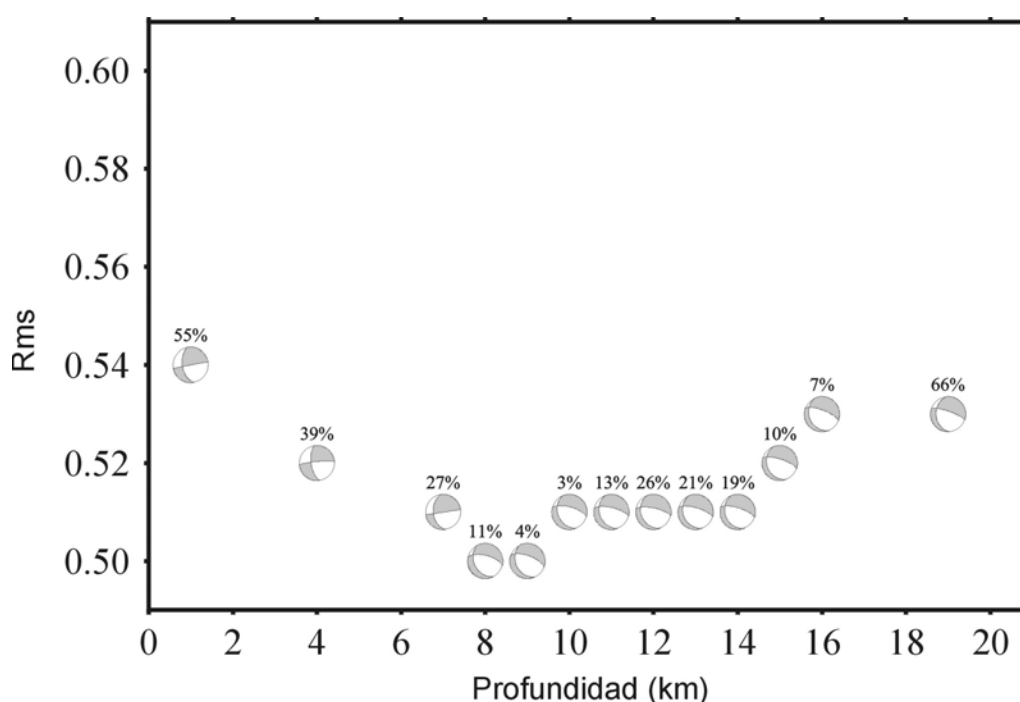


Fig 5.7 Valores de ajuste frente a profundidades para la primera familia de soluciones. Para cada profundidad se ha representado una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal y la componente de CLVD.

En la tabla 5.3 se muestran los parámetros de las soluciones obtenidas para cada profundidad de la fuente. Se indican la profundidad, el residuo, el valor del momento sísmico escalar (en 10^{16}Nm), los ángulos ϕ , δ , λ de los planos de falla asociados a la componente de doble par y el porcentaje de CLVD.

Tab. 5.3 Valores obtenidos para la primera familia de soluciones de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto de Gérgal.

H (km)	rms	$M_0 (\times 10^{16}\text{Nm})$	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
1	0.54	0.50	169,51,-1; 259,89,-141	55
4	0.52	0.50	171,63,-8; 265,83,-153	39
7	0.51	0.58	173,43,2; 82,89,133	27
8	0.50	0.74	152,37,-48; 284,64,-117	11
9	0.50	0.76	152,36,-50; 286,63,-115	4
10	0.51	0.76	156,35,-45; 285,66,-116	3
11	0.51	0.82	158,33,-40; 283,70,-116	13
12	0.51	0.94	156,30,-40; 282,71,-114	26
13	0.51	0.96	156,30,-44; 285,7,-113	21
14	0.51	0.98	156,29,-44; 286,70,-112	19
15	0.52	0.96	157,28,-44; 287,71,-111	10
16	0.53	0.92	158,28,-46; 291,70,-110	7
19	0.53	0.84	176,32,-27; 289,76,-119	66

En la figura 5.7 se observa un mínimo, asociado a las soluciones con mejor ajuste ($\text{rms}=0.50$), en correspondencia de profundidades de 8-9km. Sin embargo, los menores valores del porcentaje de CLVD, del 4% y 3%, se obtiene para profundidades de 9-10 km (tab. 5.3) . Por ello, la solución relativa a $h=9\text{km}$ es preferible al tener una menor componente de CLVD (4%).

Por lo que se refiere a los mecanismos focales encontrados, se observa una estabilidad en el intervalo de profundidades entre 8 y 16km. Para estos valores los mecanismos focales de la componente de doble par son mayoritariamente normales con una pequeña componente de desgarre. Para profundidades superiores a los 16km se observa una rotación de la esfera focal hacia un mecanismo normal diferente. En cambio, a profundidades menores de 8km la componente de desgarre resulta dominante.

Los porcentajes de la componente de no doble par, varían entre el 4% de la solución a 9km, y el 66% en la inversión con una fuente a 19km de la superficie. También respecto a este parámetro, la soluciones relativas a $h=8-10\text{km}$ se presentan como unas de las más plausibles, siendo su porcentajes de no doble par muy pequeño (respectivamente del 11, 4 y 3%).

Por lo que se refiere al momento escalar, se ve como su estimación va aumentando progresivamente conforme aumenta la profundidad, de acuerdo con lo que se había observado en el estudio con datos teórico. Este comportamiento se produce en los primeros 14km de profundidad, llegando al valor máximo de $0.98 \times 10^{16}\text{Nm}$ que corresponde a $h=14\text{km}$. Para las profundidades de 8-9km, relativas a los mejores ajustes, M_0 tiene valores de $0.74 \times 10^{16}\text{Nm}$ y $0.76 \times 10^{16}\text{Nm}$, respectivamente.

En la figura 5.8 y tabla 5.4 se presentan los resultados asociados a la segunda familia de soluciones. El mejor ajuste se encuentra ahora entre 8 y 10km de profundidad, lo que concuerda con lo observado en referencia a la primera familia de soluciones. Las tres soluciones muestran un mecanismo muy parecido, tanto en la componente de doble par como en el porcentaje de CLVD, si bien este término resulta ahora mucho mayor que en el caso anterior (76-82% frente al 4-11%).

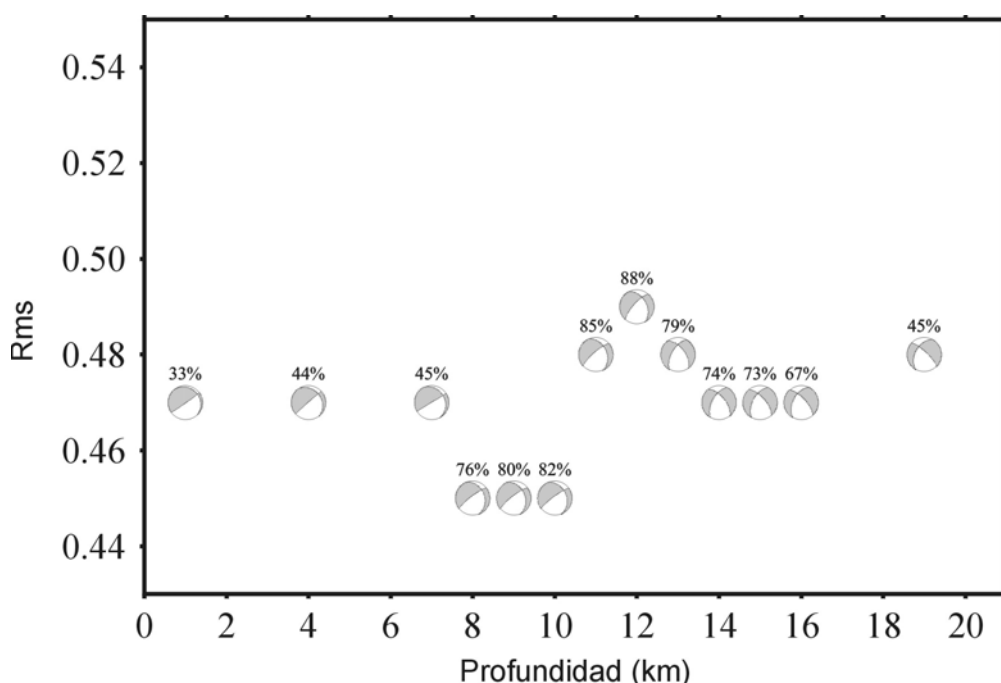


Fig 5.8 Valores de ajuste frente a profundidades para la segunda familia de soluciones. Para cada profundidad se ha representado una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal y la componente de CLVD.

Tab. 5.4 Valores obtenidos para la segunda familia de soluciones de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto de Gérgal.

H (km)	rms	M_0 ($\times 10^{16}$Nm)	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
1	0.47	1.08	54,88,74; 316,16,171	33
4	0.47	0.88	229,88,-65; 322,25,-176	44
7	0.47	0.90	238,89,-67; 331,23,-177	45
8	0.45	0.94	233,79,-60; 341,31,-159	76
9	0.45	0.96	232,79,-58; 339,34,-160	80
10	0.45	0.98	234,81,-59; 338,32,-163	82
11	0.48	0.98	231,79,-57; 336,36,-159	85
12	0.49	1.04	223,73,-51; 332,42,-154	88
13	0.48	1.04	210,60,-40; 323,56,-143	79
14	0.47	1.06	209,57,-36; 321,60,-141	74
15	0.47	1.06	209,55,-32; 319,64,-140	73
16	0.47	1.06	208,51,-29; 318,68,-137	67
19	0.48	1.02	209,46,-20; 313,76,-134	45

Las soluciones, que muestran un mecanismo focal normal, se mantienen estables para diferentes valores de profundidad. La componente de CLVD resulta siempre muy elevada, variando del 33% de la solución por $h=1\text{km}$, al 88 en correspondencia de $h=12\text{km}$, para luego volver a disminuir hasta un 45%.

La segunda tipología de soluciones muestra un mejor ajuste a los datos (menor valor de rms), si bien las diferencia no son muy significativas (0.50-0.51 y 0.45 respectivamente), mientras que no ocurre lo mismo con los valores de CLVD (4-3% frente a 76-82%). Por tanto, debe descartarse esta segunda familia de soluciones.

Se han comparado los registros obtenidos a partir de la inversión con las observaciones. En la figura 5.9 se muestran los correspondientes a la primera familia, en la tabla 5.5 (primera línea) y en la figura 5.10a el mecanismo obtenido en la inversión y la situación de las estaciones sobre la esfera focal. Se ha representado la solución correspondiente a una profundidad de 9km, ya que como se ha discutido antes se considera la mejor.



Fig. 5.9 Comparación entre desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución 1. Se muestran las ventanas relativas a la componente vertical.

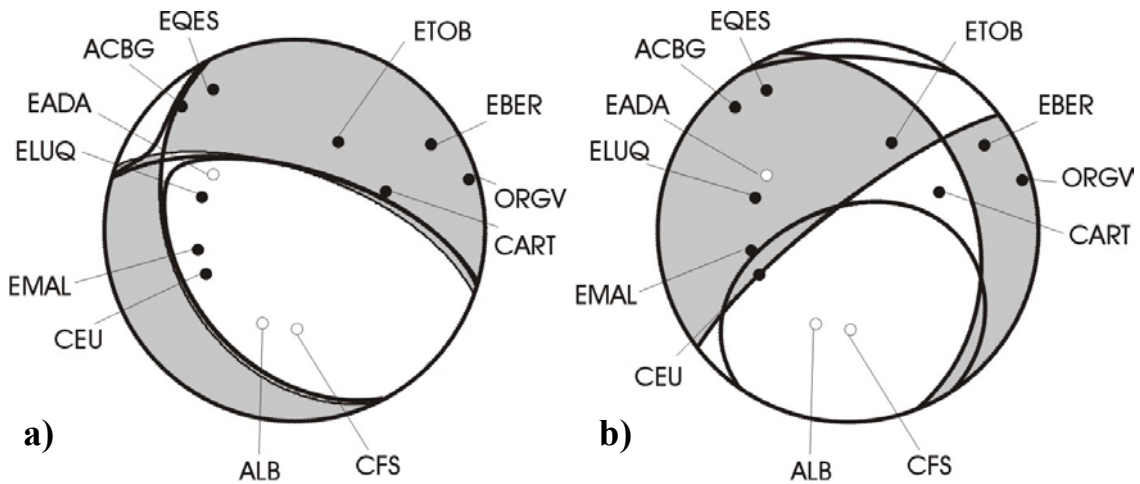


Fig. 5.10 Comparación de las soluciones para el momento sísmico del terremoto del Gérgal con las polaridades de las primeras llegadas observadas: a) primera familia, b) segunda familia.

Tab. 5.5 Valores obtenidos para las dos soluciones de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto de Gérgal: a) primera familia, b) segunda familia.

	h(km)	rms	$M_0(\times 10^{16} \text{Nm})$	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD	M_{ij}
a)	9	0.50	0.76	152,36,-50;286,63,-115	4	0.47,0.50,0.26, 0.58,-0.04,-0.73
b)	9	0.45	0.96	232,79,-58;339,34,-160	80	-0.27,-0.01,0.60, 0.84,-0.15,-0.33

Al analizar la figura 5.9 se puede observar como en algunas estaciones (CART, EBER, ORGV, EADA) los desplazamientos teóricos ajustan muy bien las observaciones, reproduciendo las características principales de las fases observadas. En otros casos, como en EQES, ETOB, ALB y CFS, se ajusta la polaridad de la primera llegada, pero los desplazamientos teóricos y los observados presentan diferencias.

Se observa como la primera familia (figura 5.10a) presenta un peor ajuste de polaridades, con un porcentaje de aciertos del 75%. Las estaciones de CEU, ELUQ y EMAL presentan polaridades erróneas.

La segunda familia (figura 5.10b) presenta un mejor ajuste de las polaridades, aunque CEU y EADA siguen teniendo polaridades erróneas.

En la figura 5.11 se muestran los desplazamientos observados (en negro) y los generados a partir de la inversión (en rojo). En este caso el porcentaje de acierto de las polaridades es del 83%, sin embargo si analizamos las observaciones (fig. 5.9 y 5.11) vemos que la estación de CEU (con amplitudes erróneas en ambos casos) presenta un alto nivel de ruido sísmico, por lo que es dudosa su polaridad. Las estaciones de ELUQ y EMAL presentan también mal ajuste entre los sismogramas teóricos y observados. Dado que ambas estaciones tienen azimuth similar puede interpretarse en término de un mal ajuste del modelo de Tierra en ese azimuth. En la segunda familia (fig. 5.11) además de la estación de CEU es la estación de EADA la que presenta ahora un mal ajuste.

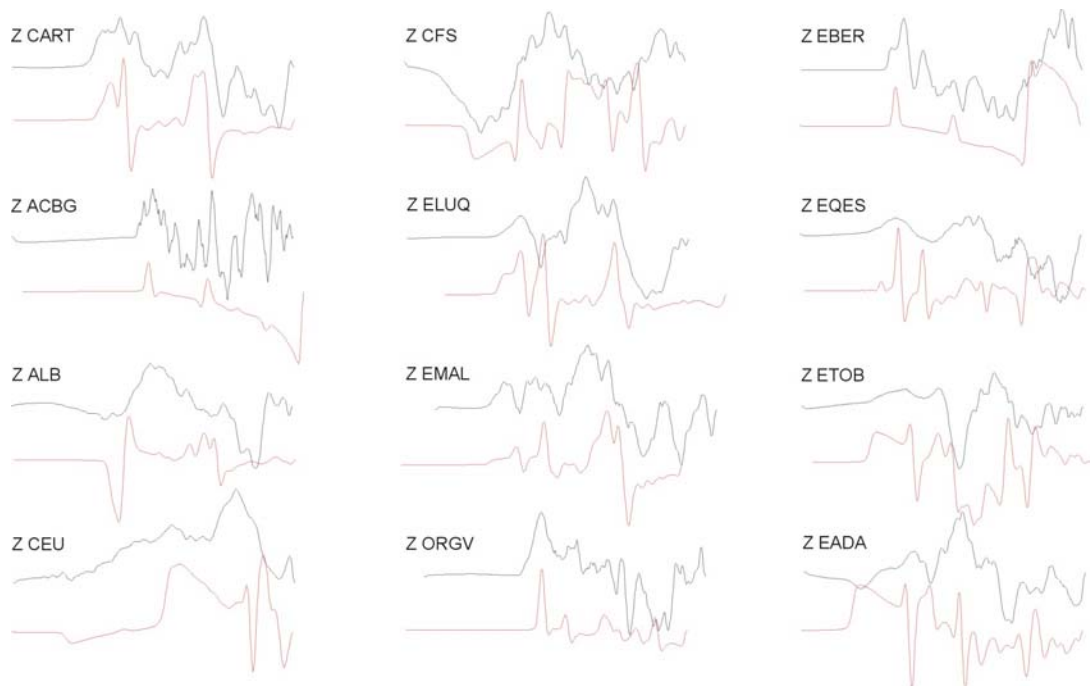


Fig. 5.11 Comparación entre desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución 2 (figura 5.10b y tabla 5.5). Se muestran las ventanas relativas a la componente vertical.

Inversión con el modelo M8

A fin de poder obtener un mejor ajuste para las estaciones ELUQ, EMAL y CEU se ha vuelto a realizar la inversión utilizando otro modelo de Tierra: el modelo M8.

Las dos posibles familias de soluciones, que se había observado en el estudio con el modelo de Tierra M6, vuelven a aparecer en esta serie de inversiones. Por otro lado, se observa una diferencia importante, ya que en este caso las posibles soluciones tienen un ajuste muy parecido. Esto simplifica el análisis de los resultados, ya que permite descartar las soluciones con componentes demasiado elevadas de CLVD. En la figura 5.12 y tabla 5.6 se presentan los resultados correspondientes a las mejores inversiones.

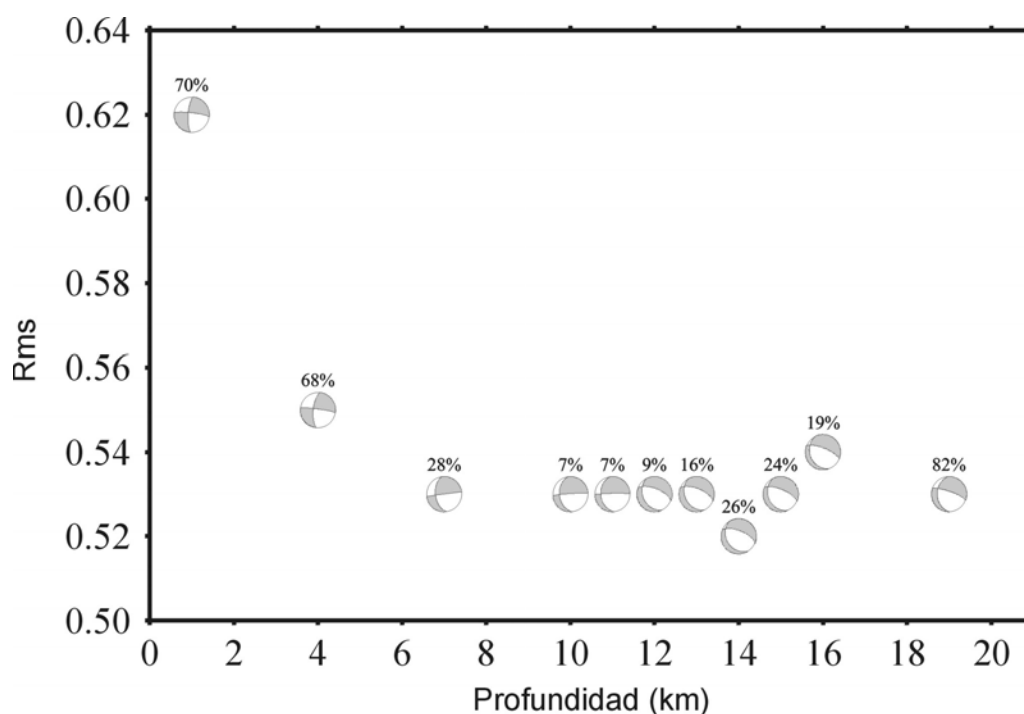


Fig 5.12 Valores de ajuste frente a profundidades para el modelo M8. Para cada profundidad se ha representado una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal y la componente de CLVD.

Tab. 5.6 Valores obtenidos para las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto de Gérgal y el modelo M8.

H (km)	rms	$M_0 (\times 10^{16} \text{Nm})$	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
1	0.62	0.56	184,73,-9; 276,82,-161	70
4	0.55	0.74	186,68,-5; 277,85,-168	68
7	0.53	0.66	172,49,-1; 263,90,-140	28
10	0.53	0.76	173,38,-4; 266,88,-128	7
11	0.53	1.08	173,34,-7; 269,86,-124	7
12	0.53	1.08	153,35,-50; 287,64,-115	9
13	0.53	1.06	153,34,-54; 287,64,-115	16
14	0.52	1.12	147,31,-59; 294,64,-108	26
15	0.53	1.14	155,29,-52; 293,67,-109	24
16	0.54	1.18	158,27,-47; 292,70,-109	19
19	0.53	1.08	178,33,-25; 289,77,-120	82

Una indicación de la peor calidad de los resultados obtenidos en este estudio, con referencia al que se ha llevado a cabo utilizando el modelo M6, reside en las estimaciones de los ajustes, que empeoran en todos los casos analizados, para todas las posibles soluciones y para todas las profundidades consideradas (figura 5.12 y tabla 5.6).

El análisis de los resultados para el modelo de Tierra M8 muestra un conjunto de soluciones con mecanismos focales relativamente estables y componentes variables de CLVD. El mínimo de los valores de los residuos frente a profundidad se obtiene a 14km. La solución definida por esta profundidad prevé una componente de doble par asociada al plano focal $\phi=151^\circ$, $\delta=32^\circ$, $\lambda=-57^\circ$ y una componente de CLVD del 26%. Esta solución muestra un ajuste de 0.52 y por tanto puede considerarse como solución mejor la que se ha obtenido con el modelo M6 ($h=9$, $\text{rms}=0.50$).

El mecanismo focal determinado para la solución de $h=14\text{km}$ se mantiene estable para profundidades superiores a los 10km. En este rango de valores, la solución determinada es propia de un mecanismo normal, con una menor componente de desgarre. Para valores más próximos a la superficie, el ajuste entre datos y sintéticos empeora y el mecanismo varía.

Por lo que se refiere a la componente de no doble par, se obtienen valores porcentuales de CLVD variables entre el 7% (para una profundidad de 10km) y el valor

de 70% de la fuente mas superficial ($h=1\text{km}$). En proximidad del mínimo de la curva ajuste-profundidad, la componente de CLVD es del 26%.

Los valores estimados para el momento escalar son ligeramente superiores a los obtenidos mediante el modelo M6, estimando un valor de M_0 de $1.12 \times 10^{16} \text{Nm}$ para la profundidad de 14km.

En la figura 5.13 se muestran los desplazamientos observados y teóricos obtenidos para la mejor inversión ($h=14\text{km}$).

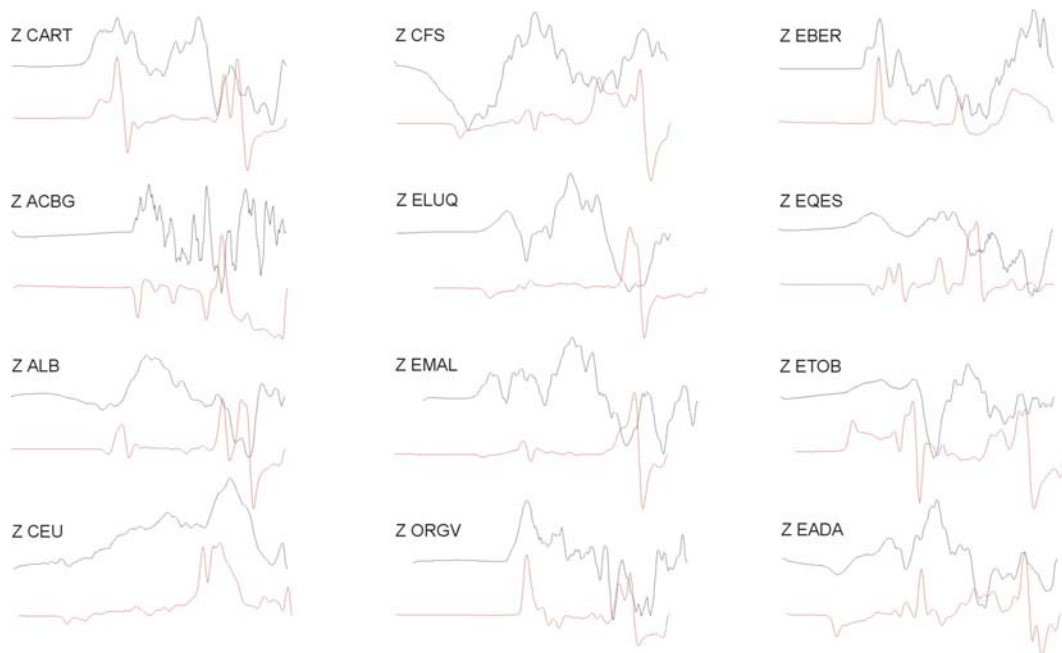


Fig. 5.13 Comparación entre desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución del modelo M8. Se muestran las ventanas relativas a la componente vertical.

En la figura 5.14 se han representado estos valores sobre la esfera focal.

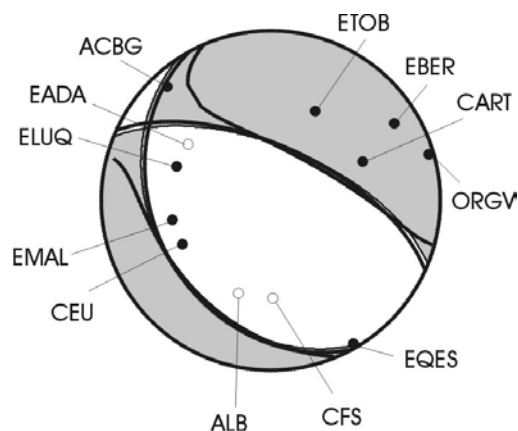


Fig. 5.14 Comparación de la solución propuesta para el momento sísmico del terremoto del Gérgal, para una profundidad de 14km y un modelo de Tierra M8, con las polaridades de las primeras llegadas observadas.

Según se observa en la fig. 5.13 la solución, con un mecanismo focal parecido al que se había calculado en los estudios con el modelo de Tierra M6, sigue sin poder explicar las polaridades de algunas estaciones, en particular las de CEU, ELUQ y EMAL. Además, debido a la mayor componente de CLVD, resultan equivocadas las polaridades de otras dos estaciones (ACBG y EQES). En consecuencia la solución obtenida, que ya mostraba un peor ajuste con respecto a la determinada mediante el modelo M6, resulta peor también en término del ajuste de las polaridades observadas.

En general, puede concluirse que las inversiones hechas utilizando el modelo M8, definido como una aproximación de la estructura cortical para la totalidad de la península Ibérica, resultan peores con respecto a las que se han llevado a cabo con funciones de Green teóricas para el modelo M6, que define con más detalle las características de la región Bética.

Inversión con el modelo M6-M10

La comparación de los resultados anteriores muestra que los mejores ajustes se obtienen cuando se considera el modelo M6 para la descripción de la estructura cortical en el área del terremoto de Gérgal. Aún en ese caso se observan problemas de bajo ajuste y la presencia de soluciones ambiguas.

Estos resultados han recomendado tomar en consideración mejoras de la definición de la estructura cortical. Por tanto, se ha vuelto a realizar la inversión utilizando dos modelos diferentes de corteza: el modelo M10 para las estaciones ALB, CEU y CFS, situadas en el mar de Alborán o en su proximidad, y el modelo M6 para el resto (figura 5.15).

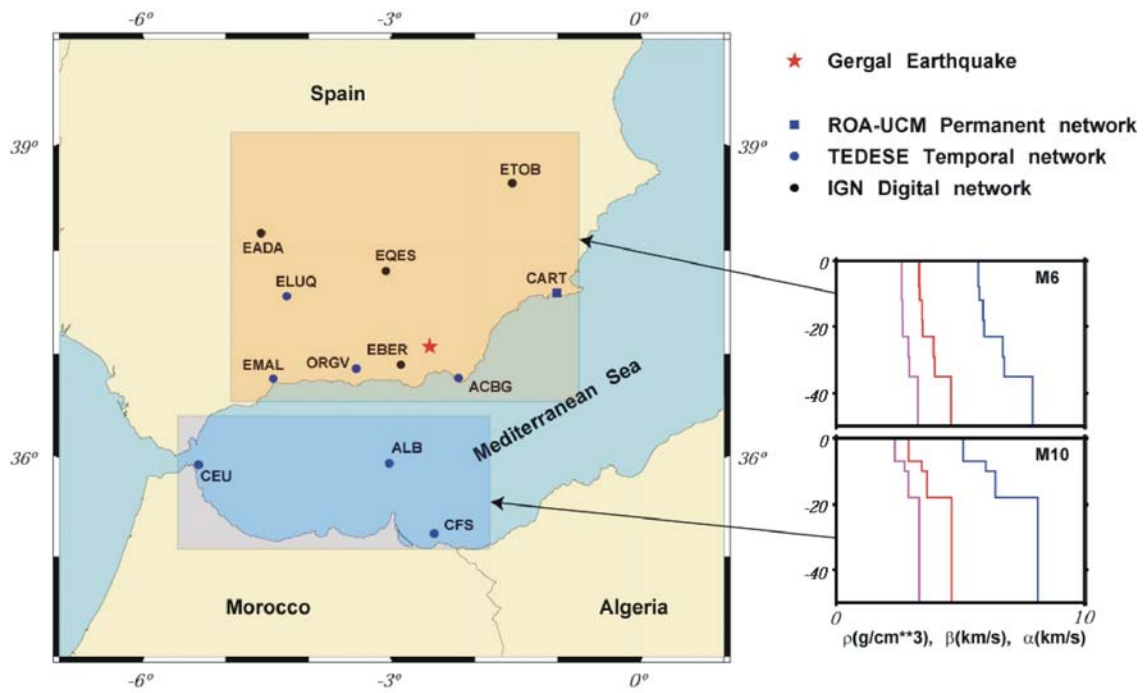


Fig. 5.15 Mapa de la región del terremoto de Gergal. Las funciones de Green para el modelo de Tierra M6 (recuadro naranja) y M10 (recuadro azul).

Como en el caso del modelo M6 se han obtenido dos familias de posibles soluciones, una que muestra mecanismos próximos a un doble par y ajuste peor, y otra que mejora el ajuste pero muestra porcentajes mayores de CLVD. Las soluciones correspondientes a la primera familia se presentan en la figura 5.16 y tabla 5.7.

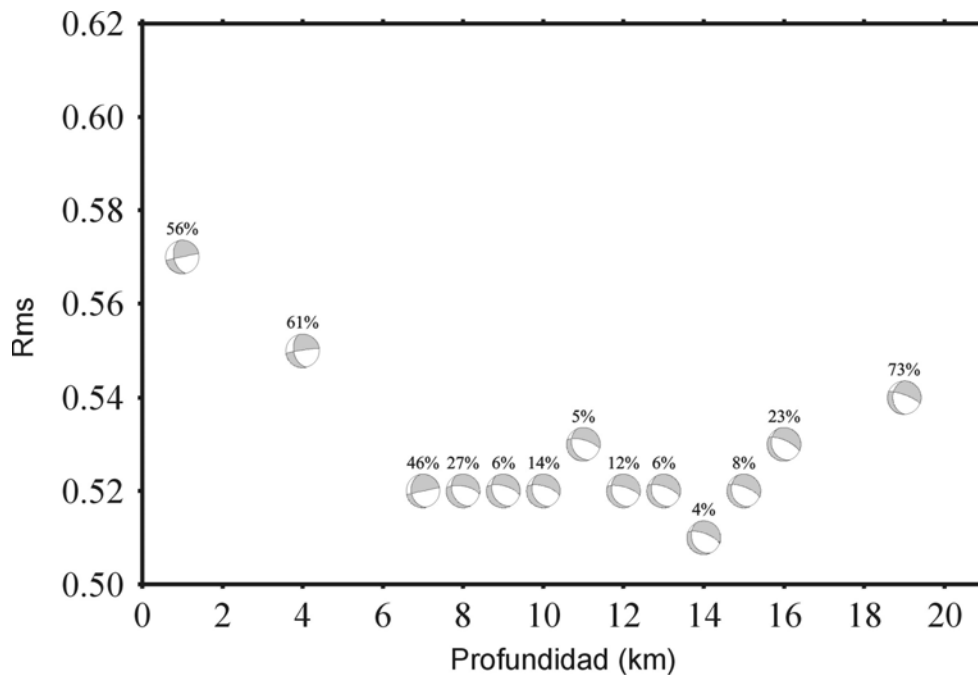


Fig 5.16 Valores de ajuste frente a profundidades para la primera familia de soluciones y el modelo M6-10. Para cada profundidad se ha representado una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal y la componente de CLVD.

Tab. 5.7 Valores obtenidos para la primera familia de soluciones de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto de Gérgal.

H (km)	rms	$M_0 (\times 10^{16} \text{Nm})$	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
1	0.57	0.52	167,13,44; 256,89,-138	56
4	0.55	0.60	167,46,-6; 261,86,-136	61
7	0.52	0.72	169,31,1; 77,89,121	46
8	0.52	0.80	154,37-43; 280,66,-119	27
9	0.52	0.78	154,37,-47; 285,64,-117	6
10	0.52	0.74	157,36,-45; 286,66,-117	14
11	0.53	0.78	158,33,-43; 286,68,-116	5
12	0.52	0.90	157,31,-43; 286,69,-114	12
13	0.52	0.94	156,31,-48; 289,68,-112	6
14	0.51	0.96	156,30,-48; 290,69,-111	4
15	0.52	0.94	159,29,-46; 291,70,-111	8
16	0.53	0.92	159,28,-48; 294,66,-110	23
19	0.54	0.84	177,32,-27; 290,76,-119	73

Se observa como el mejor ajuste se encuentre para la solución con una profundidad de $h=14\text{km}$. En general, la mayoría de las soluciones corresponden a un mecanismo de tipo normal, con componente pequeña de CLVD. Las características de las soluciones son muy parecidas a las de la primera familia de soluciones observadas utilizando solamente el modelo de Tierra M6.

Sin embargo, el mínimo es muy débil. Entre las profundidades de 8 y 16km, hay una estabilidad en el mecanismo focal, con soluciones similares y porcentajes de CLVD que varían entre el 4% y el 27%. En este rango de profundidades las soluciones muestran un ajuste muy parecido y valores pequeños de CLVD se observan para varias profundidades (4% para $h=14\text{km}$, 5% para $h=11\text{km}$ y 6% para $h=9\text{km}$). Esto hace difícil determinar la solución mejor y, sobre todo, definir con precisión la profundidad de la fuente.

Para soluciones más próximas a la superficie, se pierde la estabilidad en el tipo de mecanismo y aparecen elevadas cantidades de CLVD (hasta el 61%). Peores soluciones se encuentran también al aumentar la profundidad: a 19km el ajuste empeora y la solución obtenida tiene una componente de no doble par del 73%.

Con respecto a los resultados obtenidos usando solo el modelo M6, la diferencia principal resulta en la determinación de la solución de mejor ajuste para 14km de profundidad, en lugar que en 9km. Por otro lado esta diferencia no es muy significativa puesto que el análisis de los resultados para este modelo no permite establecer con seguridad la profundidad de la fuente. Los mecanismos focales para esta familia de soluciones no varían mucho al utilizar un modelo distinto para las tres estaciones de ALB, CEU y CFS.

Con respecto a la primera familia de soluciones se observan ajustes mejores o iguales al utilizar el modelo M6 para todas las estaciones, que al incluir el modelo M10. Aparentemente, el intento de definir mejor el modelo cortical, con la introducción de un modelo específico para el Mar de Alborán, no aporta nuevas informaciones y empeora el ajuste a los datos.

Esto podría deberse al hecho de que el epicentro del terremoto se encuentra en una zona por la que resulta mas apropiado un modelo de corteza continental, como el modelo M6 o el M8, mas que un modelo que prevé un menor espesor de la corteza (modelo M10). En el caso de las estaciones ALB, CEU y CFS, se ha tomado en consideración el modelo de Tierra específico del Mar de Alborán, al considerar que las ondas sísmicas recorren mayoritariamente esta zona. Los resultados parecen indicar que, al tener que elegir un modelo que no contempla heterogeneidades laterales, pudiera ser mas apropiado utilizar el modelo que mejor describe la región focal.

De la misma forma en que se han presentado las soluciones anteriores de las inversiones, se muestran ahora los resultados relativos a la segunda familia de soluciones (figura 5.17 y tabla 5.8).

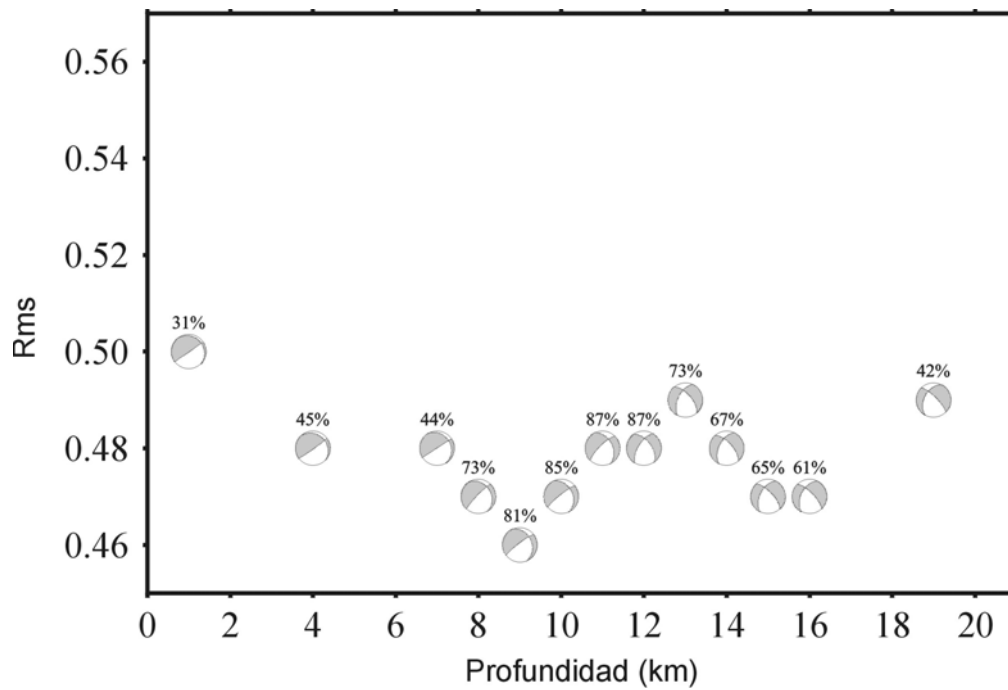


Fig 5.17 Valores de ajuste frente a profundidades para la segunda familia de soluciones y el modelo M6-10. Para cada profundidad se ha representado una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal y la componente de CLVD.

Tab. 5.8 Valores obtenidos para la segunda familia de soluciones de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto de Gérgal.

H (km)	rms	M_0 ($\times 10^{16}$ Nm)	Planos de falla (ϕ , δ , λ)	%CLVD
1	0.50	1.22	55,88,76; 316,14,-9	31
4	0.48	1.02	54,86,70; 313,20,-12	45
7	0.48	1.02	237,89,-69; 329,21,2	44
8	0.47	1.02	234,82,-64; 339,27,17	73
9	0.46	1.00	233,82,-60; 336,31,16	81
10	0.47	1.00	232,81,-58; 335,33,16	85
11	0.48	1.10	225,75,-51; 333,41,-157	89
12	0.48	1.22	213,63,-42; 324,54,-146	87
13	0.49	1.02	206,55,-36; 319,61,-139	73
14	0.48	1.34	206,53,-34; 318,64,-138	67
15	0.47	1.06	207,51,-31; 316,67,-137	65
16	0.47	1.06	207,51,-30; 315,70,-136	61
19	0.49	1.02	209,45,-22; 315,75,-133	42

Las soluciones de la segunda tipología muestran una curva mas parecida a la obtenida en el estudio para el modelo M6, obteniendo el mínimo a la profundidad de 9km.

Para esta profundidad se determina un mecanismo focal con una componente de doble par definida por los ángulos $\varphi=233^\circ$, $\delta=82^\circ$, $\lambda=-60^\circ$ y una elevada componente de CLVD (81%). Este tipo de solución resulta muy estable en función de la variación de la profundidad y soluciones parecidas se obtienen para todas las profundidades consideradas. El porcentaje de CLVD es muy elevado para todas las soluciones obtenidas, y especialmente para las que muestran los mejores ajustes, algo que ya se había observado en el estudio con el modelo M6.

En comparación con la segunda familia de soluciones del modelo M6, se ve como los resultados son muy parecidos: las soluciones se asemejan sea en términos del mecanismo focal que en las componentes de no doble par. Además, en ambos casos las soluciones mejores se encuentran por $h=9\text{km}$. De nuevo se ve como, con la introducción del modelo M10 para algunas estaciones, el ajuste empeora ligeramente (pasando de 0.45 a 0.46 para la solución mejor con $h=9\text{km}$). Esto confirma lo que se ha dicho anteriormente sobre la utilidad de incluir el modelo M10, desaconsejando su uso para las estaciones situadas al sur del Mar de Alborán.

Por último se muestran las soluciones mejores para cada familia. Se ha dibujado la solución total y la componente de doble par, así como la situación de las estaciones con sus polaridades (fig. 5.18).

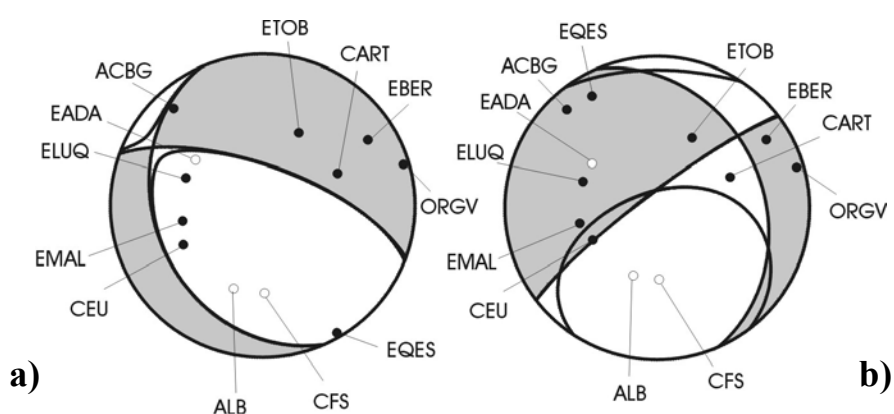


Fig. 5.18 Comparación de las mejores soluciones de la inversión del tensor momento sísmico del terremoto del Gérgal con el modelo M6-10, con las polaridades observadas: a) solución de la primera familia ($h=14\text{km}$), b) solución de la segunda familia ($h=9\text{km}$).

La solución de la primera familia (fig. 5.18a), en analogía a lo observado en el estudio con el modelo M6, muestra polaridades erróneas para las estaciones CEU, ELUQ y EMAL. A estas se añade la estación de EQES, aunque está situada cerca de un plano nodal. Si se considera la otra familia de soluciones (fig. 5.18b), se observa un mejor ajuste de las polaridades, con un porcentaje de aciertos de 10 sobre 12 estaciones. Como para la solución del segundo tipo del estudio con el modelo de Tierra M6, no se predicen correctamente las polaridades de las estaciones CEU y EADA.

5.1.5 Conclusiones

El análisis del conjunto de resultados obtenidos para el terremoto de Gérgal lleva a distintas consideraciones y evidencia algunos límites en los modelos propuesto para la inversión del momento sísmico del terremoto de Gérgal.

- Los **mecanismos focales** determinados en las soluciones de mejor ajuste son muy parecidos para todos los modelos utilizados. Pertenecen a dos posibles tipologías, ambas relativas de mecanismos de falla normal. Mientras las primeras soluciones muestran una componente reducida de CLVD, las segundas se caracterizan por un mejor ajuste y una mayor componente de no doble par, que resulta dominante.
- Las **profundidades** asociadas a las soluciones mejores varían entre los 8 y los 14km, obteniéndose el valor mejor para 9km.
- Las soluciones obtenidas utilizando el modelo M6 se caracterizan por valores menores del **momento escalar**, lo que se relaciona con la selección de unas fuentes más superficiales (9km de profundidad en lugar de 14km): independientemente del modelo de Tierra utilizado, el momento escalar estimado crece conforme aumenta la profundidad de la fuente.
- El ajuste de las soluciones de los **modelos de Tierra** M6 y M8 es comparable, aunque ligeramente mejor en el primer caso. El modelo M6 resulta preferible también en referencia a la determinación de soluciones con componentes menores de CLVD.

La descripción de la estructura terrestre mediante modelos mixtos, que tengan en cuenta una más detallada descripción del Mar de Alborán, no mejora apreciablemente la calidad de las soluciones en términos de ajuste entre datos y sintéticos, introduciendo en determinadas soluciones una mayor componente de no doble par.

- A pesar de la estabilidad de las soluciones obtenidas, la calidad de las soluciones y la precisión de los modelos utilizados es puesta parcialmente en duda al comparar los resultados con las **polaridades** de las primeras llegadas. En todos los casos propuestos se ha evidenciado la dificultad en explicar las polaridades de algunas estaciones.

La posible justificación de estas anomalías puede relacionarse fundamentalmente con errores en la modelación de la estructura del modelo de Tierra. En particular, se observa que dos de las estaciones que en varias pruebas no reproducen la polaridad esperada, ELUQ y EMAL, tienen acimut y distancias epicentrales parecidas y diferentes de las demás estaciones. Parece razonable interpretar estos resultados como una incapacidad de los modelos de Tierra utilizados en la descripción de la zona entre el epicentro y dichas estaciones, lo que requeriría la introducción de un modelo específico para esa área. Por lo que se refiere a la estación de CEU, las observaciones presentan un notable nivel de ruido sísmico (fig. 5.19).

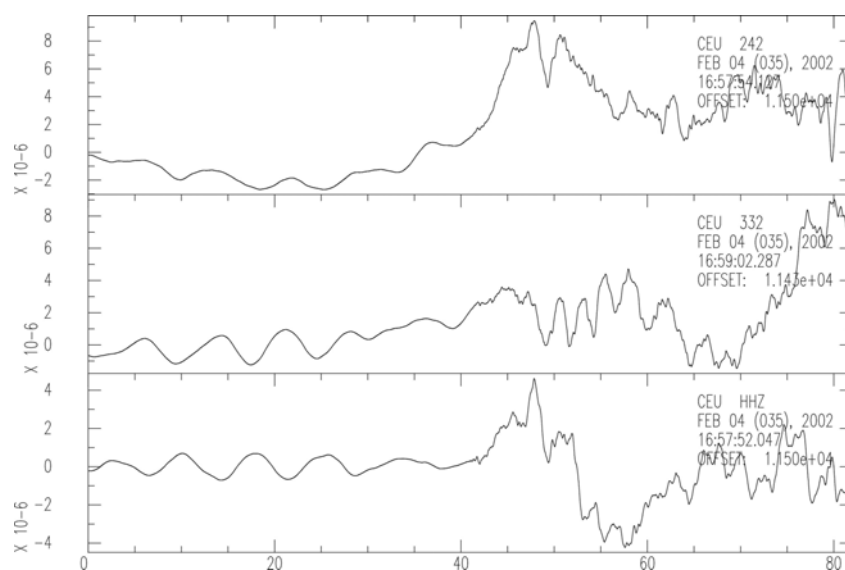


Fig. 5.19 Desplazamientos observados en la estación CEU (componentes radial, transversal y vertical).

La determinación de la polaridad en esta estación no es segura y el desacuerdo con polaridad prevista a partir de las soluciones del mecanismo focal, puede deberse más probablemente a un error de identificación de la polaridad.

La explicación del desajuste entre polaridades observadas y determinadas con la inversión está de acuerdo con otros estudios, como los de Sileny y Hofstetter (2002) y Sileny (2004), que observan anomalías similares en varias estaciones, analizando registros relativos a una fuente sísmica de mecanismo conocido a distancias regionales.

5.1.6 Comparación con otras soluciones

En la figura 5.20 y tabla 5.9 se muestra la comparación entre las soluciones obtenidas con las propuestas por otros autores. Las soluciones que se muestran son las obtenidas en los catálogos por IAG, MEDNET, ETHZ y CMT. Todas las soluciones son similares excepto la de CMT.

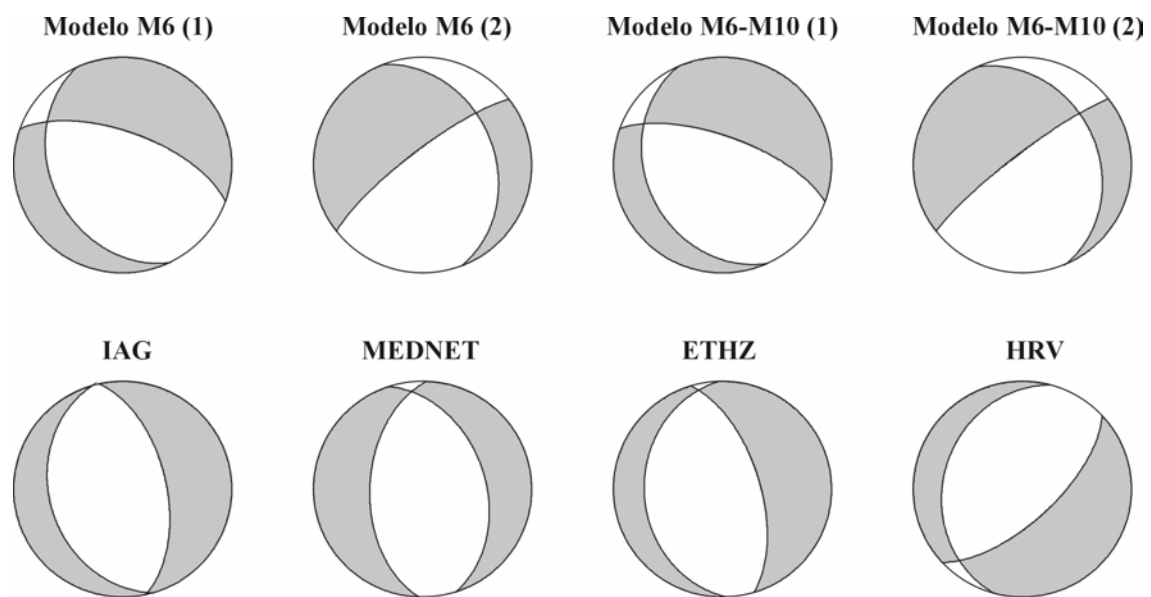


Fig. 5.20 Comparación de las componentes de doble par de las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico con las propuestas por otros estudios. Soluciones propuestas en este estudio con los modelos M6 y M6-10 (superior) y obtenidas por IAG, MEDNET, ETHZ y Harvard (inferior).

Tab. 5.9 Valores obtenidos para las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto de Gérgal. Comparación entre soluciones de este estudio y las propuestas por otros autores.

Solución	h (km)	M_0 ($\times 10^{16}$ Nm)	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
M6 (1)	9	0.76	152,36,-50; 286,63,-115	4
M6 (2)	9	0.96	232,79,-58; 339,34,-160	80
M6-10 (1)	14	0.96	156,30,-48; 290,69,-111	4
M6-10 (2)	9	1.00	233,82,-60; 336,31,-164	81
IAG	10	1.48	164,33,-93; 348,57,-88	9
MEDNET	No	1.6	182,50,-77; 341,42,-106	39
ETHZ	18	3.0	178,29,-77; 343,62,-97	16
HRV	15	3.0	195,28,-119; 46,66,-77	68

- La comparación muestra como todos los **mecanismos focales**, tanto los determinados en las distintas inversiones llevadas a cabo en este estudio como los propuestos por otros autores, se asocian a mecanismos de fallas normales.

Las soluciones de la primera familia se diferencian de la mayoría de soluciones propuestas en otros estudios de inversión (IAG, MEDNET y ETHZ) en que se ha obtenido uno de los planos de falla con orientación prácticamente E-W, frente a las otras soluciones en las que los dos planos de falla son casi N-S (fig. 5.20). El mecanismo general previsto por las soluciones propuestas en este estudio, relacionado con fallas normales en dirección Noroeste-Sureste, está en acuerdo con las inversiones obtenidas a partir del estudio de ondas superficiales (Braunmiller et al., 2002; Pondrelli et al., 2002; Stich et al., 2003), pero se observan variaciones menores, especialmente en la definición del acimut de la falla.

La segunda familia de soluciones presenta mayores ángulos de azimuth y menores ángulos de deslizamiento, al compararse con las mismas soluciones de referencia, y sobre todo se diferencia por las elevadas componentes de no doble par.

- La **profundidad** determinada en este estudio es de 9km y resulta ligeramente menor de las demás soluciones propuestas, que la estiman entre los 10 y los

18km (tab. 5.9). Debe además tenerse en cuenta que la solución de Harvard no tiene resolución inferior a 15km.

Los valores de profundidad son comparables con la solución determinada por el IGN a partir de estudios de localización hipocentral, cuya estimación definitiva es de 9km de profundidad.

- La estimación del **momento sísmico escalar** es del orden de 10^{16} Nm en todos los estudios de inversión llevados a cabo, y resulta inferior a las propuestas por los demás estudios, aunque mantiene en el mismo orden de magnitud.

Los valores obtenidos para el momento escalar resultan inferiores también al valor estimado a partir del estudio espectral, que era de $2.04 \cdot 10^{16}$ Nm.

La infraestimación de este parámetro puede deberse a distintos factores, relacionados con el modelo de la fuente y de la estructura de la Tierra.

En primer lugar hay que definir de forma apropiada los valores de los coeficientes de atenuación Q_α y Q_β , que se han elegido de acuerdo con el estudio de Pujades et al. (1990). Una serie de inversiones previas a las que se han propuesto, han demostrado como la variación de estos parámetros puede influir, de forma limitada, en la estimación de M_0 .

Otro parámetro importante en este sentido es la longitud de la función temporal: en las pruebas teóricas de inversión, en el capítulo 4, se ha mostrado como STF de duración mayor llevan a determinar soluciones con mayores momentos escalares. En general, estos cambios en la descripción de los modelos, no influyen en las características de los mecanismos focales, ni en la estimación de la profundidad de la fuente, de acuerdo con los resultados de las pruebas teóricas (párrafo 4.3.4). Por otro lado, como era esperado, se observan variaciones en la estimación del momento escalar, al variar la longitud de la STF.

En ultimo, se considera que otro factor que pudiera afectar la calidad de la solución, en término de la estimación del momento escalar y la magnitud asociada al terremoto, reside en la preparación de los datos. El filtrado de los datos anterior a la inversión puede reducir artificialmente las amplitudes de

los desplazamientos y en consecuencia llevar a subestimar el momento escalar.

- En la tabla 5.10 se muestran los resultados relativos a la variación de la estimación del momento escalar de la mejor solución para el tensor momento sísmico, según los distintos modelos, cuando se haga variar la **longitud de la STF** entre 0.5 y 1s.

Tab. 5.10 Comparación entre los valores de M_0 (en 10^{16}Nm) con distintos modelos y STF.

	STF=0.5s	STF=0.8s	STF=1.0s
M6 (h=9km)	0.76	0.86	0.92
M6-10 (h=14km)	0.96	1.12	1.22
M8 (h=14km)	1.12	1.32	1.44

Se observa como el incremento de la longitud de la función temporal a valores de 0.8 y 1.0s, producen un incremento en el momento escalar determinado. No se consideran valores superiores a 1s de duración, que no parecen realistas para un terremoto de esta magnitud.

En la figura 5.21 y en la tabla 5.11 se muestran los resultados de las inversiones para el modelo M6 y funciones temporales de 0.5, 0.8 y 1.0 segundos de duración, para ambas familias de soluciones.

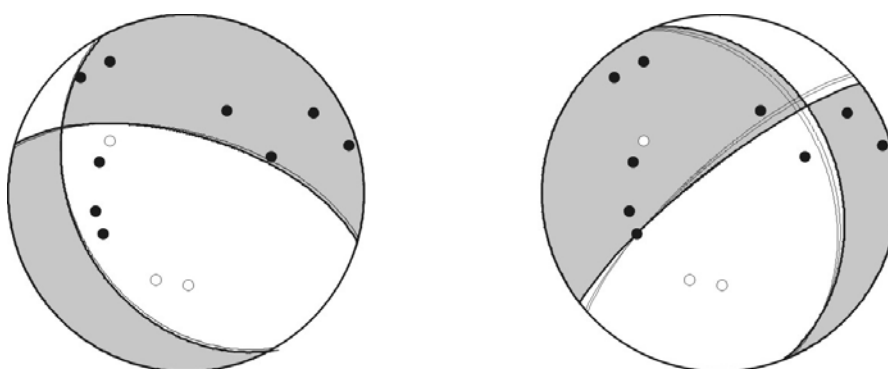


Fig. 5.21 Comparación de la componente de doble par de las soluciones obtenida para el modelo M6 y STF de 0.5, 0.8 y 1.0s: a) solución de la primera familia, b) solución de la segunda familia..

Tab. 5.11 Comparación entre las soluciones de la inversión para el terremoto del Gérgal con el modelo M6 y STF de 0.5, 0.8 y 1.0s.

Solución	h (km)	M_0 ($\times 10^{16}$ Nm)	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
M6-0.5s (1)	9	0.76	152,36,-50; 286,63,-115	4
M6-0.8s (1)	9	0.86	150,37,-51; 285,62,-115	3
M6-1.0s (1)	9	0.92	150,37,-51; 284,62,-115	5
M6-0.5s (2)	9	0.96	232,79,-58; 339,34,-160	80
M6-0.8s (2)	9	1.06	229,77,-55; 337,37,-158	74
M6-1.0s (2)	9	1.12	228,76,-53; 336,39,-157	70

Se puede observar como el mecanismo focal se mantiene estable, sea en su componente de doble par que en el porcentaje de CLVD, de acuerdo con los resultados de las pruebas teóricas (párrafo 4.3.4).

Se elige como mejor solución la que se obtiene con una fuente temporal de 0.8s de duración, que minimiza el porcentaje de CLVD (3%). Con esta solución el momento sísmico escalar resulta igual a 0.86×10^{16} Nm, equivalente a una magnitud $M_w=4.6$.

En el apéndice E se muestra la comparación de los enteros desplazamientos observados con los teóricos obtenidos con una función temporal de 0.8s.

5.2 Terremoto de Alborán (18/2/2003)

Según el catálogo del Instituto Geográfico Nacional el terremoto de Alborán ocurrió a las 13:09:37.7 del 18 de febrero de 2003 con epicentro en la isla de Alborán, siendo las coordenadas 35.84°N y -3.53°E . El IGN estima una fuente muy superficial (el valor estimado de la profundidad del foco es de 0km). El terremoto fue precedido por un sismo premonitor y cuatro replicas de magnitud m_b superior a 3, todos con focos superficiales (entre 0 y 3km de profundidad).

Los cálculos del Instituto Andaluz de Geofísica (Stich et al., 2003), ETHZ de Zürich (Braunmiller et al., 2002) y red MEDNET (Pondrelli et al., 2002) dan una profundidad del foco de 4, 12 y 28km, respectivamente.

Por otro lado el menor espesor de la corteza en la zona epicentral permite suponer que la fuente sísmica deba situarse a profundidades no superiores a los 15-20km.

La magnitud m_b calculada por el IGN es de 4.7, mientras que las demás estimaciones definen magnitudes M_w comprendidas entre los valores de 4.8 y 5.0.

5.2.1 Registros utilizados

Las estaciones sísmicas de banda ancha disponibles en un radio de 350km, pertenecen a la red ROA/UCM/GFZ, a la red temporal TEDESE y a la red del IGN. El análisis de los registros ha permitido seleccionar un total de 11 estaciones (tabla 5.12 y figura 5.22).

En la tabla 5.12, que muestra los datos de las estaciones (nombre, red, coordenadas, distancia epicentral y azimuth), se ha añadido la estación MELI, que no puede utilizarse en la inversión a causa de que su frecuencia de muestreo es 80Hz. Sin embargo, los registros de esta estación pueden ser útiles a la hora de analizar los resultados, permitiendo verificar el ajuste entre la polaridad observada y la de los desplazamientos sintéticos asociados a la solución del tensor momento sísmico.

Tab. 5.12 Estaciones sísmicas utilizadas para la inversión del terremoto de Alborán.

Estación	Red	Lat N(°)	Lon E(°)	Dist. Epic. (km)	Acimut (°)
MELI	ROAUCMGFZ	35.29	-2.94	81.11	138.76
ORGV	TEDESE	36.86	-3.43	113.21	4.47
EMAL	TEDESE	36.76	-4.43	129.97	321.83
EBER	IGN	36.90	-2.89	130.24	25.87
ACBG	TEDESE	36.77	-2.20	157.48	48.99
CEU	TEDESE	35.92	-5.33	162.62	273.43
ACLR	TEDESE	37.19	-2.58	171.47	29.25
LIJA	TEDESE	36.91	-5.40	205.25	305.61
EQES	IGN	37.80	-3.07	221.05	10.48
ESPR	IGN	36.87	-5.86	237.58	299.29
EADA	IGN	38.17	-4.58	273.99	340.43
EMUR	IGN	37.84	-1.24	301.01	41.91

Todas las demás estaciones tienen una frecuencia de muestreo de 50Hz o 100Hz, y sus registros pueden ser remuestreados a una frecuencia común de 25Hz.

En la figura 5.22 se muestra la localización del epicentro y de las estaciones sísmicas. Es evidente la falta de estaciones al sur del epicentro, a exclusión de la estación de MELI, cuyos datos no pueden utilizarse para la inversión.

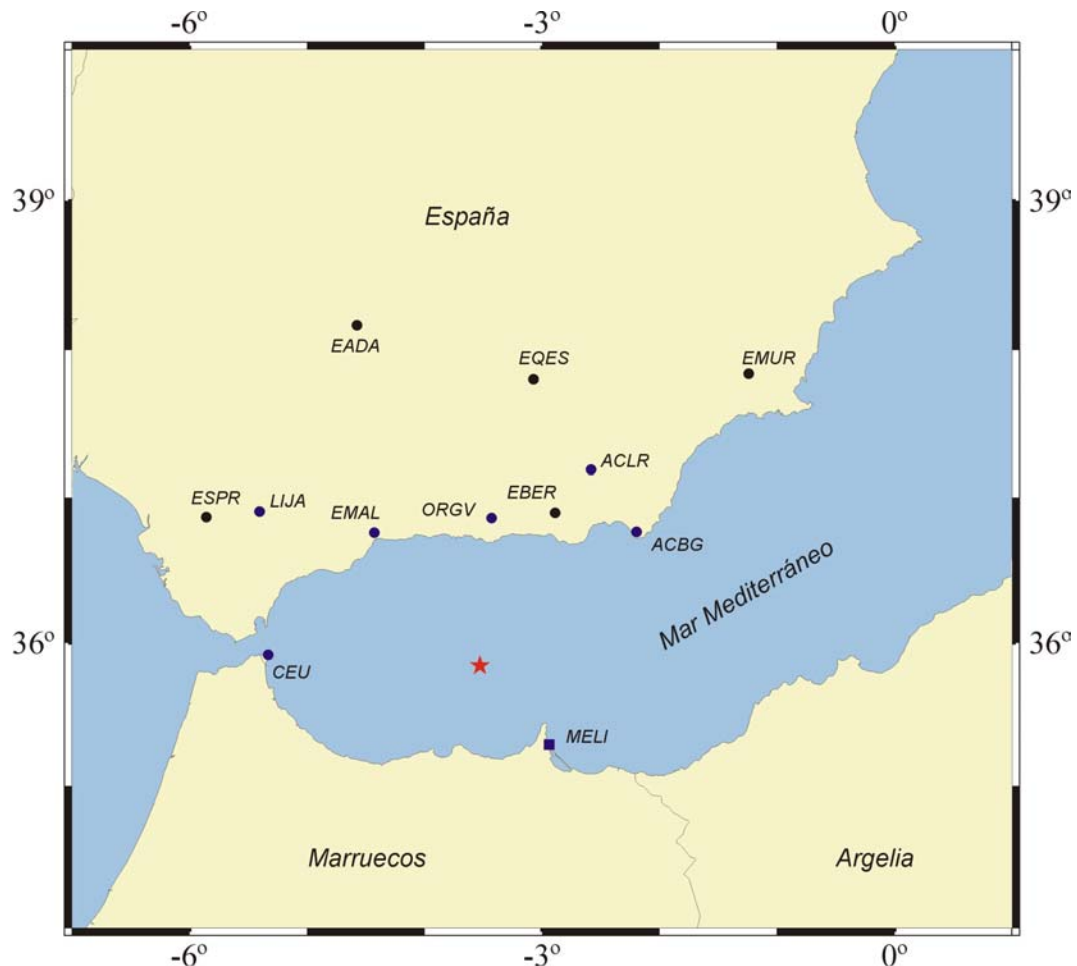


Fig. 5.22 Epicentro del terremoto de Alborán (estrella) y localización de las estaciones utilizadas para la inversión del tensor momento sísmico.

La buena calidad de los registros y la fácil identificación de las fases de las ondas directas, debida también a la magnitud del terremoto en estudio, permite utilizar el mismo filtro pasa-banda utilizado para la generación de las funciones de Green, entre 0.001Hz y 4.95Hz.

Los desplazamientos obtenidos durante el proceso de preparación de los datos se han recortado eligiendo ventanas temporales con una longitud fija de 10s de duración. Este valor se ha mantenido sea para las componentes verticales y radiales de las ondas P y que para las componentes transversales de las ondas S.

La selección del conjunto de estos parámetros fija un límite en las frecuencias de filtrado durante la inversión: el valor mínimo de frecuencia es de 0.1Hz debido a la longitud de las ventanas de datos, el máximo recomendable es el de 4.95Hz utilizado para la generación de las funciones de Green.

Como en el caso del terremoto de Gérgal se ha llevado a cabo un análisis espectral a partir de los datos utilizados en la inversión para obtener una diferente estimación de M_0 . La solución de este estudio sugiere un valor medio del momento escalar igual a $(1.6 \pm 0.8) \times 10^{16} \text{Nm}$, y determina el valor medio de 1.2Hz como frecuencia esquina. Un ejemplo de los espectros de amplitud obtenidos se muestra en la fig. 5.23.

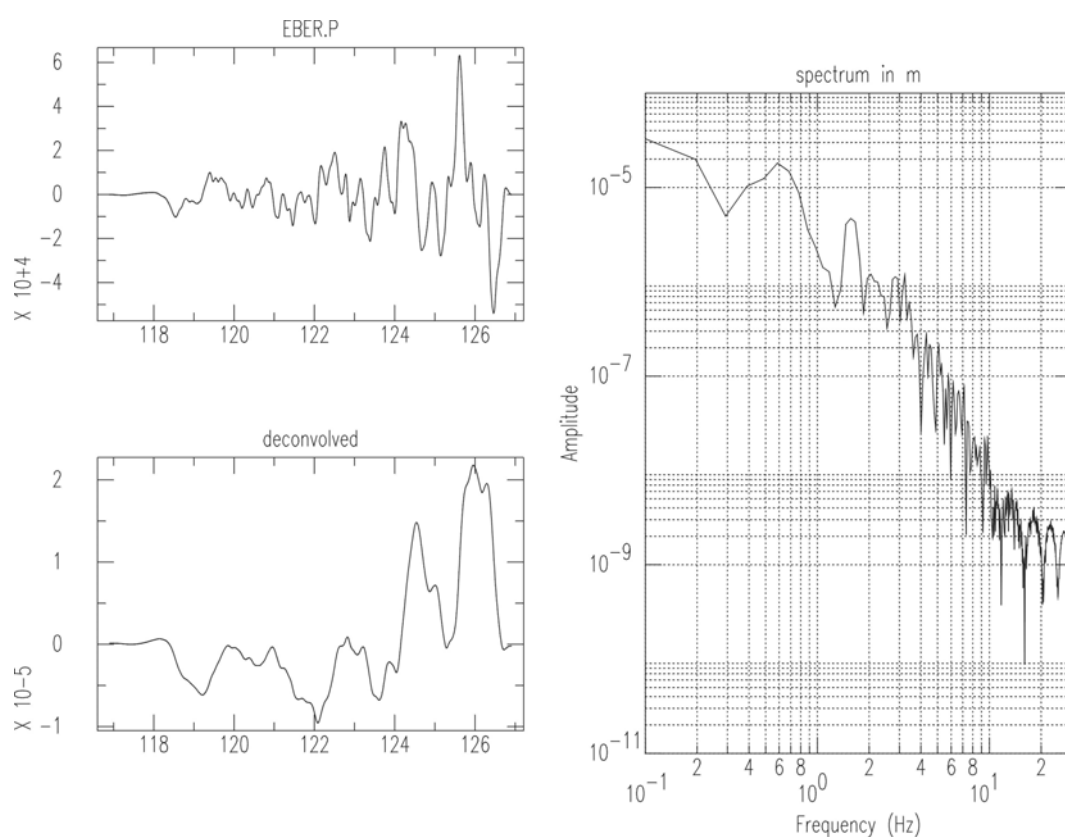


Fig. 5.23 Componente vertical de la estación EBER: registro original (superior izquierda), desplazamiento (inferior izquierda) y espectro (derecha).

5.2.2 Modelos de Tierra y funciones de Green

El modelo cortical utilizado es el propuesto por Gallart et al. (1995) para el área del Mar de Alborán (fig. 5.5).

La elección del modelo para el mar de Alborán es especialmente apropiada para las estaciones próximas a la costa (CEU, EMAL, ORGV, EBER, ACBG), ya que en este caso las ondas sísmicas tienen una trayectoria predominantemente oceánica. Por lo

que se refiere a las demás estaciones (ESPR, LIJA, EADA EQES, ACLR, EMUR) sería mejor utilizar un modelo que tuviera en cuenta las heterogeneidades laterales entre el Mar de Alborán y las Béticas. Como el método de reflectividad no permite considerar este tipo de modelos, sino solo los estratificados horizontalmente, se ha elegido utilizar el modelo M10 que reproduce mas fielmente la estructura cortical en la región focal.

La problemática principal a la que se enfrenta el estudio del sismo de Alborán es la mala cobertura acimutal de las estaciones. Todas las estaciones disponibles para la inversión se encuentran en el sur de la Península y en Ceuta, por tanto con una latitud superior a la del epicentro, y a distancias epicentrales superiores a los 100km. Para el modelo M10 y una fuente de menos de 18km de profundidad, la distancia crítica a partir de la cual se observa como primera llegada una refracción crítica es inferior a los 50km. Esto quiere decir que en todas las estaciones utilizadas la primera llegada corresponde a la refracción crítica en la base de la corteza ($h=18\text{km}$).

Aunque se haya observado una buena estabilidad del método de inversión en el caso de variación de la cobertura acimutal al utilizarse datos sintéticos (capítulo 4), el planteamiento de un estudio de inversión con datos observados debe llevarse a cabo con mucha atención pudiendo producirse anomalías en las soluciones de la inversión. El caso en estudio, donde hay ausencia de datos relativos a los cuadrantes meridionales de la esfera focal, es comparable con los estudios teóricos de inversión en el caso de utilizar 4 de las 8 estaciones originarias, ya que en esa configuración también faltaban datos relativos a la mitad Sur de la esfera focal.

La presencia de la estación de Melilla (MELI), al sur del epicentro, resulta de gran importancia en el análisis de los resultados de la inversión, ya que permite comprobar la validez de las previsiones de polaridades en la parte vacía de la esfera focal.

Por lo que se refiere a la profundidad de la fuente, los estudios disponibles de localización la estiman en un amplio rango de valores: 0km (IGN), 4km (IAG), 12km (ETHZ) y 28km (MEDNET). Se espera que el momento sísmico que mejor ajuste los datos se asocie a una fuente relativamente superficial, inferior a los 20km, debido a la delgadez de la corteza en la región epicentral. En todo caso, se ha añadido una prueba de inversión considerando una fuente puesta a 25km de profundidad.

Un último parámetro que hay que definir para la generación de las funciones de Green es la longitud de la STF. En relación con la magnitud del evento estudiado se ha

decidido fijar inicialmente este valor en 0.5s, como en el caso del terremoto de Gérgal, ya que los dos terremotos tienen magnitudes parecidas.

5.2.3 Parámetros de la inversión

En el caso del terremoto de Alborán, para la inversión del tensor momento sísmico se han utilizado las componentes verticales y radiales de las ondas P y las transversales de las ondas S.

No es necesario aplicar pesos distintos a las fases P y S, ya que se utilizan dos componentes para las ondas P, de menor amplitud, y solo una para las S. Se ha añadido un peso proporcional a la distancia epicentral de las estaciones, de modo que la inversión no dependa excesivamente de los datos de las estaciones más próximas, que presentan las mayores amplitudes.

Las funciones de Green y los desplazamientos observados se han filtrado mediante un filtro rectangular, con frecuencias comprendidas entre los valores esquinas de 0.1Hz y 2Hz, que respetan las condiciones comentadas anteriormente. Este filtrado es análogo al del estudio del terremoto de Gérgal, cuya magnitud estimada ($M_w=4.6$) es comparable con la esperada para el terremoto de Alborán.

La introducción de una frecuencia mínima de 0.1Hz está asociada a la longitud de las ventanas de datos, resulta útil también para reducir el ruido asociado a largos periodos y no implica una pérdida de información ya que este estudio se centra en el análisis de las ondas internas y no en las ondas superficiales, cuyo estudio requiere la inclusión de las componentes de bajas frecuencias.

El valor de 2Hz, como límite superior del filtro pasa-banda, se ha elegido como consecuencia de un análisis espectral de los datos disponibles, resultando como límite superior de las frecuencias de esquina estimadas.

5.2.4 Resultados de la inversión

Al llevar a cabo el conjunto de inversiones para valores variables de la profundidad, se obtienen las soluciones mostradas a continuación en la figura 5.24 y en la tabla 5.13.

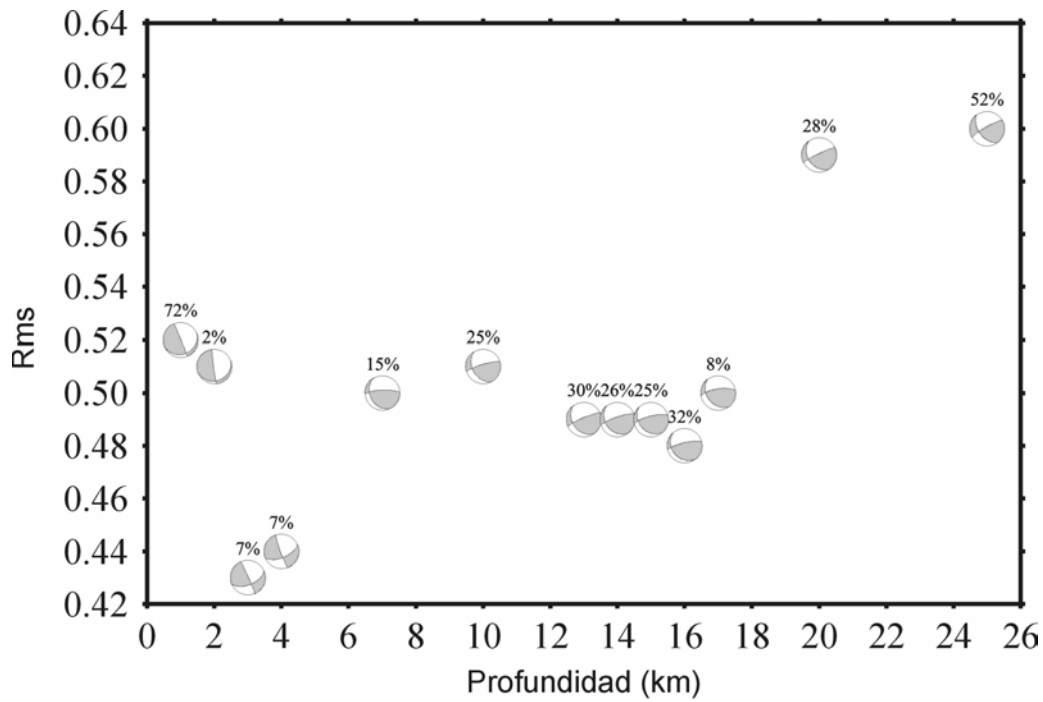


Fig 5.24 Valores de ajuste frente a profundidades para el terremoto de Alborán y el modelo M10. Para cada profundidad se ha representado una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal y la componente de CLVD.

Tab. 5.13 Valores obtenidos para las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto de Alborán.

H (km)	rms	$M_0 (\times 10^{16} \text{Nm})$	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
1	0.52	1.86	70,20,3; 337,89,110	72
2	0.51	1.83	71,19,-12; 172,86,-109	2
3	0.43	1.95	68,56,4; 336,86,146	7
4	0.44	1.83	67,60,-6; 160,85,-149	7
7	0.50	1.74	152,30,151; 268,76,63	15
10	0.51	1.80	150,39,163; 254,80,52	25
13	0.49	1.86	145,34,166; 247,82,56	30
14	0.49	2.10	142,31,158; 250,79,61	26
15	0.49	2.61	138,31,148; 256,74,63	25
16	0.48	2.76	138,28,148; 257,76,66	32
17	0.50	2.61	142,36,145; 261,71,59	8
20	0.59	4.20	145,36,169; 244,83,54	31
25	0.60	5.40	143,50,169; 240,83,42	52

A diferencia de los casos estudiados hasta ahora, la gráfica de ajuste en función de la profundidad no muestra un único mínimo, sino que la curva tiene dos mínimos, para 3km y 16km de profundidad.

El primer mínimo, a una profundidad de 3km, es también el mínimo absoluto, es decir la solución del tensor momento sísmico para la que el espectro de amplitudes teórico ajusta mejor al observado y corresponde a un valor pequeño de CLVD (7%). Los ángulos que describen los planos de falla asociado a la componente de doble par de la solución con $h=3\text{km}$ son: $\varphi_1=68^\circ$, $\delta_1=56^\circ$, $\lambda_1=4^\circ$, $\varphi_2=336^\circ$, $\delta_2=86^\circ$, $\lambda_2=146^\circ$. La componente de doble par corresponde a una falla inversa con gran componente de desgarre. Uno de los planos presenta orientación N-S y el otro E-W.

El segundo mínimo se observa en correspondencia a 16km de profundidad y corresponde a un mecanismo focal con un porcentaje de CLVD del 32%.

La solución del tensor momento sísmico debe elegirse razonadamente entre las soluciones obtenidas por 3 y 16km, ya que se pueden descartar las soluciones asociadas a las demás profundidades, que se analizan a continuación.

Para profundidades próximas a la superficie (1 y 2km) se observa un cambio en la esfera focal hacia un mecanismo de tipo vertical. El porcentaje de CLVD es muy elevado (72%) para la solución a 1km de profundidad.

Entre los dos mínimos de la curva de ajuste presenta una región de inestabilidad, en la que los mecanismos asociados a la componente de no doble par muestran tipos variables de mecanismos de fallas inversa con componente de desgarre y el ajuste empeora considerablemente hasta la solución de 7km de profundidad ($\text{rms}=0.50$).

A partir del mínimo relativo de la curva, a 16km de profundidad, se observa una reducción progresiva del ajuste al aumentar de la profundidad ($\text{rms}=0.60$ en el caso de $h=25\text{km}$).

En el caso del terremoto de Gérgal se había observado la existencia de una multiplicidad de soluciones con ajustes parecidos en correspondencia de los distintos valores de profundidad. Esto llevó, en ese caso, a definir varias familias de soluciones. Al contrario, el análisis del terremoto de Alborán resulta mas sencillo y no hay ambigüedad en las soluciones obtenidas.

La comparación entre los sismogramas en desplazamientos, teóricos y observados, se muestra en la figura 5.25.

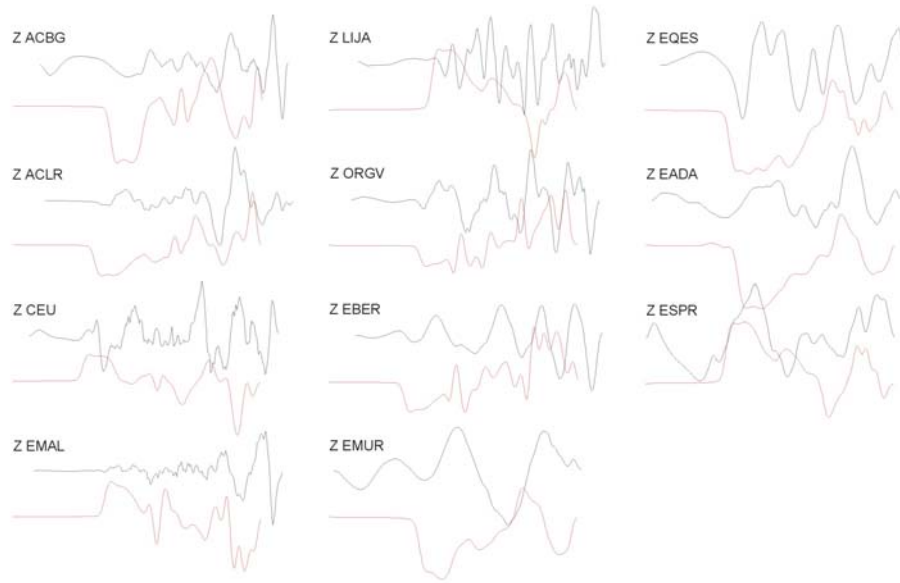


Fig. 5.25 Componentes verticales de los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución de la inversión del terremoto de Alborán.

La fig. 5.25 muestra como se ajustan la mayoría de las polaridades. En algunas estaciones (ACBG, ACLR, CEU) los desplazamientos teóricos reproducen algunas características de las observaciones, aunque en general se observan diferencias en las amplitudes de las distintas fases. En algunas estaciones (CEU, EMAL, LIJA) los datos presentan componentes de alta frecuencias que no son reproducidos por los desplazamientos teóricos. En las estaciones de EMUR, EQES, EADA y ESPR, las mas lejanas del epicentro, se observa un mayor nivel de ruido sísmico, lo que explica la dificultad en el ajuste de los desplazamientos.

En la figura 5.26 se muestra la solución obtenida con la inversión (componente de doble par y CLVD) y las polaridades en las observaciones. De un total de 11 estaciones, 8 ajustan las polaridades en la solución obtenida. La estación EADA queda en el plano focal. Las estaciones de EMAL y MELI presentan una polaridad errónea. Sin embargo, MELI está muy cerca del plano focal.

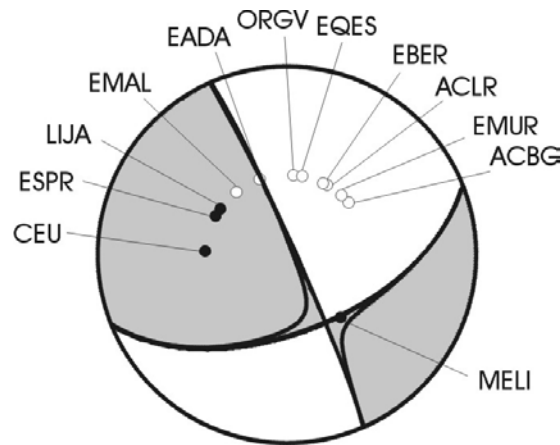


Fig. 5.26 Comparación de la solución propuesta para el momento sísmico del terremoto del Alborán para una profundidad de 3km con las polaridades observadas.

La solución alternativa (fig. 5.27), obtenida para una profundidad de 16km, muestra un porcentaje de aciertos de las polaridades del 73%, igual a la otra solución. La solución es peor ya que en este caso las estaciones que no ajustan la polaridad (CEU, ESPR, LIJA) no son nodales.

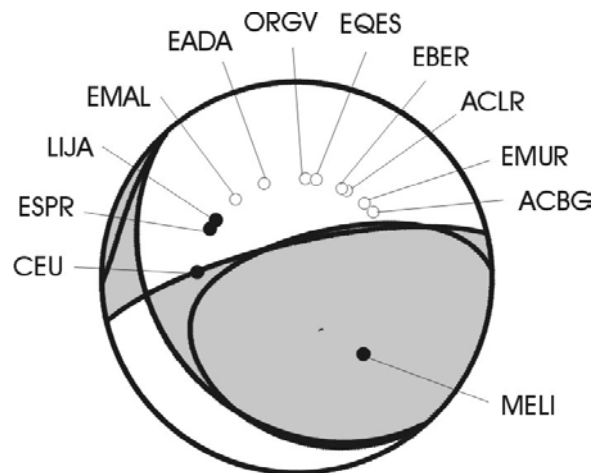


Fig. 5.27 Comparación de la solución para el momento sísmico del terremoto del Alborán a una profundidad de 16km con las polaridades observadas.

En la figura 5.28 y tabla 5.14 se muestran las soluciones obtenidas por otros autores y se comparan con la de este estudio. Hay que tener en cuenta que las soluciones de ETHZ, IAG y MEDNET se han determinado mediante inversión del tensor momento sísmico a partir de datos relativos a ondas superficiales, filtrando previamente las altas frecuencias (Stich et al., 2003; Braunmiller et al., 2002; Pondrelli et al., 2002). Además, en la mayoría de estos estudios se han utilizado estaciones a distancias mayores de 350km, disponiendo de pocos datos de banda ancha a distancias regionales.

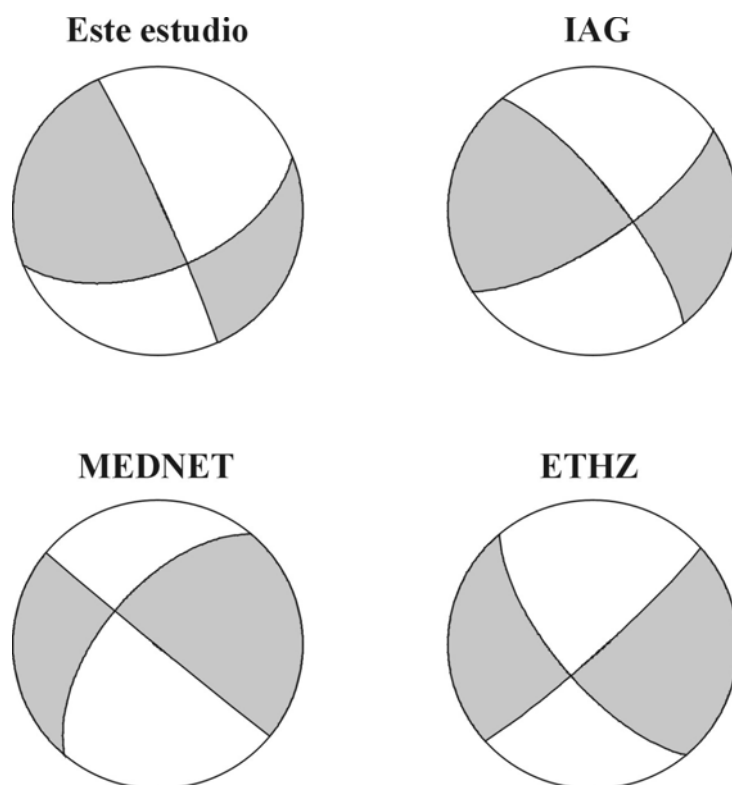


Fig. 5.28 Comparación de la componente de doble par de la mejor solución de la inversión (superior izquierda) con las propuestas por otros estudios: ETHZ (superior derecha), IAG (inferior izquierda), MEDNET (inferior derecha).

Tab. 5.14 Comparación de la solución de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto del Alborán con las propuestas por otros autores.

Solución	h (km)	M_0 ($\times 10^{16}$ Nm)	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
Este estudio	3	1.95	68,56,4; 336,86,146	7
IAG	4	2.03	56,72,15; 321,76,161	5.8
ETHZ	12	3.25	48,85,-21; 140,69,-175	30
MEDNET	28	3.33	220,59,1; 130,89,149	

Las soluciones muestran un acuerdo general sobre el tipo de mecanismo focal de falla inversa con componente de desgarre, a excepción de ETHZ (falla normal con componente de desgarre). Se observan diferencias relativas a la determinación de la profundidad, del momento escalar y del porcentaje de CLVD. En particular la solución propuesta por el ETHZ prevé una componente mayor de no doble par (30%), mientras la estimación de este porcentaje no es disponible en el caso de la solución propuesta por la red MEDNET. La solución aquí propuesta, así como la definida por el Instituto Andalúz de Geofísica, propone soluciones más próximas a las de un mecanismo de puro doble par, probablemente debido a la elección de un modelo de corteza mas preciso.

Por lo que se refiere a la profundidad de la fuente sísmica, la solución propuesta coincide con los resultados del IAG. No parece realista la estimación de MEDNET, que obtiene una profundidad de 28km, que es excesiva en esta región donde se espera una corteza de menor espesor.

Como en el estudio de Gérgal, el valor del momento sísmico escalar estimado en este estudio resulta menor que los obtenidos por el ETHZ ($M_0=3.25 \times 10^{16} \text{Nm}$) y la red MEDNET ($M_0=3.33 \times 10^{16} \text{Nm}$). En cambio, resulta en buen acuerdo con la estimación propuesta por el IAG ($M_0=2.05 \times 10^{16} \text{Nm}$) y superior a la estimación obtenida a partir del análisis espectral de los registros ($M_0=1.6 \times 10^{16} \text{Nm}$).

5.2.5 Variación de la STF

Como se ha visto anteriormente, un factor que influye en la estimación del momento escalar es la longitud elegida para la función temporal de la fuente sísmica. Se llevan a cabo dos nuevas series de inversiones, para el modelo M10 y, respectivamente, una STF de 0.8 y 1.0s de duración. Las soluciones se mantienen estables en términos del mecanismo focal, manteniendo la solución mejor para profundidades de 3km. En la figura 5.29 y tabla 5.15 se muestran las soluciones mejores de las tres series de inversiones: la presentada anteriormente, y las relativas a las posteriores pruebas.

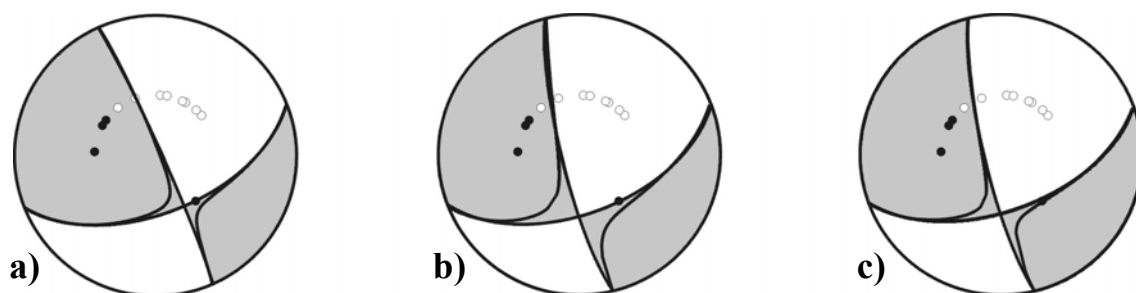


Fig. 5.29 Comparación de las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico del terremoto de Alborán: a) STF 0.5s, b) STF=0.8s, c) STF=1.0s. Se muestran las esferas focales (componente de doble par y CLVD) y las polaridades observadas.

Tab. 5.15 Valores de las soluciones de la inversión para diferentes longitudes de la STF.

STF (s)	H (km)	rms	$M_0 (\times 10^{16} \text{Nm})$	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
0.3	3	0.43	1.95	68,56,4; 172,86,-109	7
0.4	3	0.43	2.43	69,56,-12; 166,80,-145	18
0.5	3	0.47	2.61	70,57,-12; 166,80,-147	9

En conclusión, se observa como las soluciones que se obtienen para longitudes superiores de la función temporal, de 0.8 y 1.0s respectivamente, producen un pequeño cambio en el mecanismo focal determinado, que corresponde a una variación en el deslizamiento de 16° , lo que a su vez resulta en un ajuste mejor de las polaridades. La solución relativa a una función temporal de 1.0s puede considerarse la mas fiable al mejorar el ajuste de polaridades (acierto del 91%) sin aumentar excesivamente el porcentaje de CLVD.

Esta es, por lo tanto la solución de la inversión del tensor momento sísmico, para el terremoto de Alborán: representa un mecanismo de falla inversa con componente de desgarre. Los planos de falla de la componente normal presentan orientaciones N-S y E-W, y el porcentaje de CLVD es del 9%.

La figura 5.30 muestra la comparación entre desplazamientos observados y teóricos para la solución elegida (fig. 5.29c). Se muestran las ventanas de desplazamientos relativas a la componente vertical.

La comparación entre los registros de desplazamientos observados y los teóricos, relativos a los primeros 82s sucesivos a la ocurrencia del terremoto y considerando las tres componentes espaciales, se incluye en el apéndice F dedicado al terremoto de Alborán.

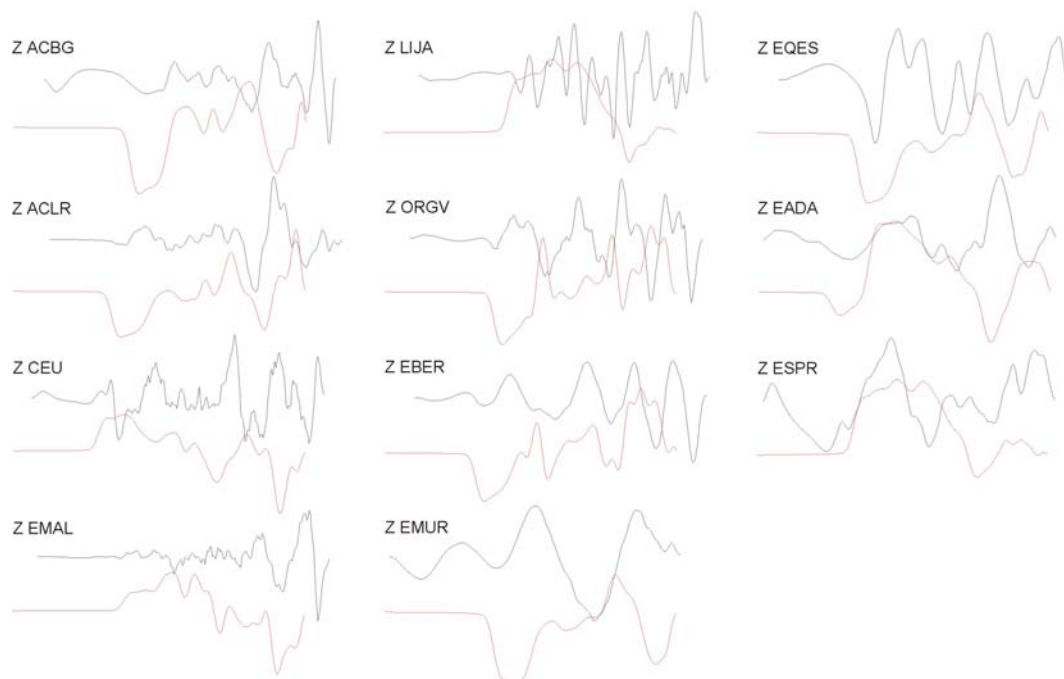


Fig. 5.30 Componente vertical de los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución de la figura 5.29c.

5.3 Terremoto del Ripollés de 26/2/2003

El terremoto del Ripollés ocurrió a las 3:32:57 del 26 de febrero de 2003 en la provincia de Gerona, según la determinación del Instituto Cartográfico de Cataluña. Según las mismas fuentes, las coordenadas geográficas del epicentro fueron de 42.30°N y 2.22°E, que le sitúan próximo al pueblo de Ripoll. La profundidad de la fuente es estimada en 6 y 7km respectivamente por el IGN y el ICC. Por lo que se refiere a la magnitud el IGN la estima en $M_b=3.8$, el ICC en $M_I=3.8$.

En la inversión del tensor momento sísmico que se ha llevado a cabo se han tomado como coordenadas epicentrales las obtenidas por el ICC, debido a la más favorable disposición de las estaciones utilizadas para su determinación.

5.3.1 Registros utilizados

Las estaciones sísmicas de banda ancha disponibles en un radio de 350km, máxima distancia considerada al tratarse de un estudio de carácter regional, pertenecen al ICC y al IGN. El listado de las estaciones escogidas, en función de su distancia epicentral, de la existencia y calidad de los registros para el terremoto en estudio, se muestran en la tabla 5.16 y figura 5.31.

Tab. 5.16 Estaciones sísmicas utilizadas en la inversión.

Estación	Red	Lat N(°)	Lon E(°)	Dist. Epic. (km)	Acimut (°)
CBRU	ICC	42.29	2.18	4.09	241.67
CLLI	ICC	42.48	1.97	28.35	313.66
CFON	ICC	41.76	2.44	62.48	163.66
CORG	ICC	42.23	1.32	75.11	264.14
CSOR	ICC	42.38	1.13	90.07	275.49
CAVN	ICC	41.88	0.75	130.27	249.52
ERTA	IGN	40.96	0.33	216.88	227.12
ESAC	IGN	41.72	-0.47	231.92	254.77
ETOS	IGN	39.77	2.81	285.48	169.81
EMOS	IGN	40.36	-0.47	311.48	227.24

Todas las estaciones tienen una frecuencia de muestreo de 50Hz, y por tanto no es necesario en principio remuestrear los datos. En este caso se ha elegido efectuar un nuevo muestreo a 25Hz, para reducir el número de puntos en las ventanas de datos.

El total de estaciones sísmicas es de 10. Se observa una mala cobertura azimutal al este del epicentro, sin embargo es bastante completa en los otros azimutes.

La estación CBRU se ha incluido, no obstante su cercanía al epicentro (distancia epicentral de aproximadamente 4km), debido al reducido número de registros disponibles.



Fig. 5.31 Epicentro del terremoto del Ripollés (estrella) y localización de las estaciones utilizadas para la inversión del tensor momento sísmico.

A causa de la menor magnitud del sismo estudiado, en comparación con los casos de Gèrgal y Alborán tratados anteriormente, ha sido necesario aplicar un filtro pasa-banda, eliminando las frecuencias inferiores a 0.5Hz y las superiores a 14.95Hz. La selección del primer valor de esquina ayuda la identificación de las llegadas de las

ondas P y S en los desplazamientos observados. El extremo superior de la banda de filtrado se ha elegido igual al valor utilizado en el algoritmo de cálculo de las funciones de Green.

Los desplazamientos obtenidos han sido recortados eligiendo ventanas temporales de longitud variables entre 3.2s y 10s, para las componentes verticales de las ondas P y las componentes transversales de las ondas S.

La selección del conjunto de estos parámetros fija un limite en las frecuencias de filtrado durante la inversión: el valor mínimo de frecuencia es de 0.3125Hz debido a la longitud de las ventanas de datos, el máximo recomendable es el de 14.95Hz del filtro pasa-banda.

El planteamiento de un análisis espectral es útil en vista de obtener una estimación del momento escalar a partir de los mismos registros sísmicos utilizados para la inversión, que puede servir de referencia en el análisis de los resultados. Por otro lado, la determinación de las frecuencias de esquina de los espectros, puede aconsejar la selección de la apropiada banda de frecuencia para la cual realizar la inversión. Se muestra como ejemplo, el espectro de amplitud obtenido para la estación CLLI (fig. 5.32).

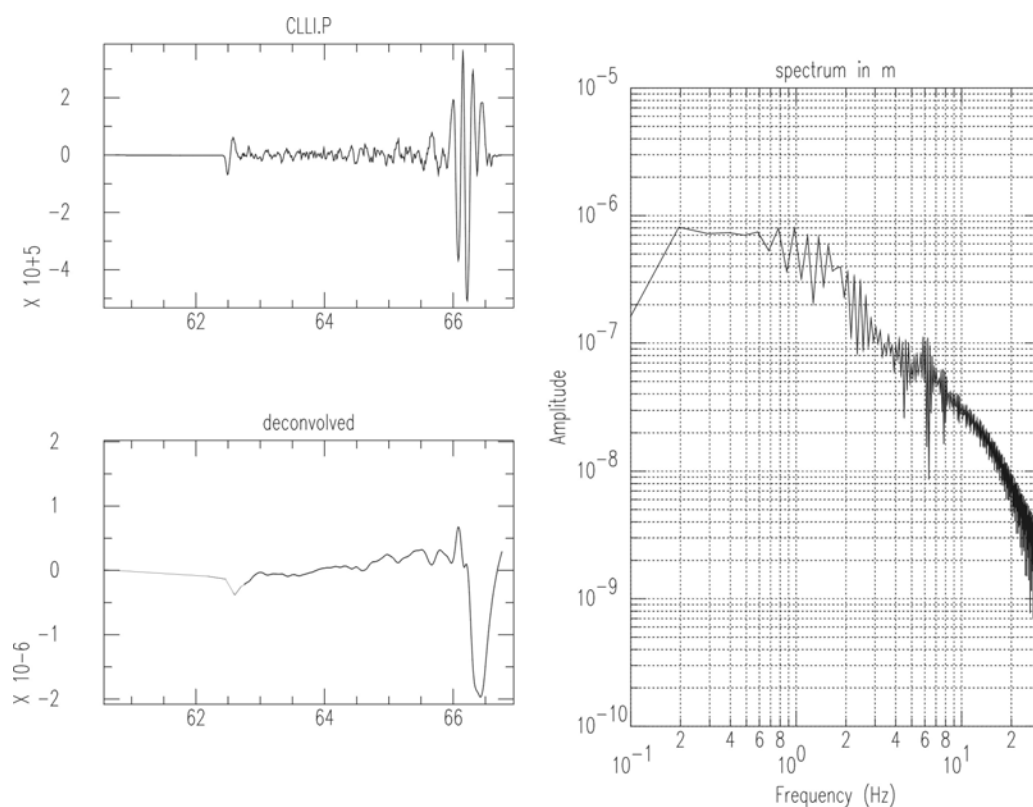


Fig. 5.32 Componente vertical de la estación CLLI: registro original (superior izquierda), desplazamiento (inferior izquierda) y espectro (derecha).

Para cada estación se ha calculado el espectro a partir de los registros de las ondas P, determinando los valores de la frecuencia esquina y del momento escalar. El valor promedio para las diez estaciones utilizadas indica una frecuencia esquina de 3Hz y M_0 igual a $(2.8 \pm 0.4) \times 10^{14} \text{Nm}$.

5.3.2 Modelos de Tierra y funciones de Green

El modelo cortical propuesto por el ICC para la región catalana muestra una corteza de 34km de espesor dividida en cuatro capas (fig. 5.33). A diferencia del caso del terremoto de Gèrgal la unicidad del modelo de Tierra disponible para este terremoto simplifica el planteamiento de la inversión con respecto a la modelación del medio. Se hará referencia al modelo utilizado como modelo M11.

Por lo que se refiere a los coeficientes de atenuación, estos se han fijado en $Q_\alpha=660$ y $Q_\beta=330$, de acuerdo con los valores de referencia por la región catalana (Pujades et al., 1990).

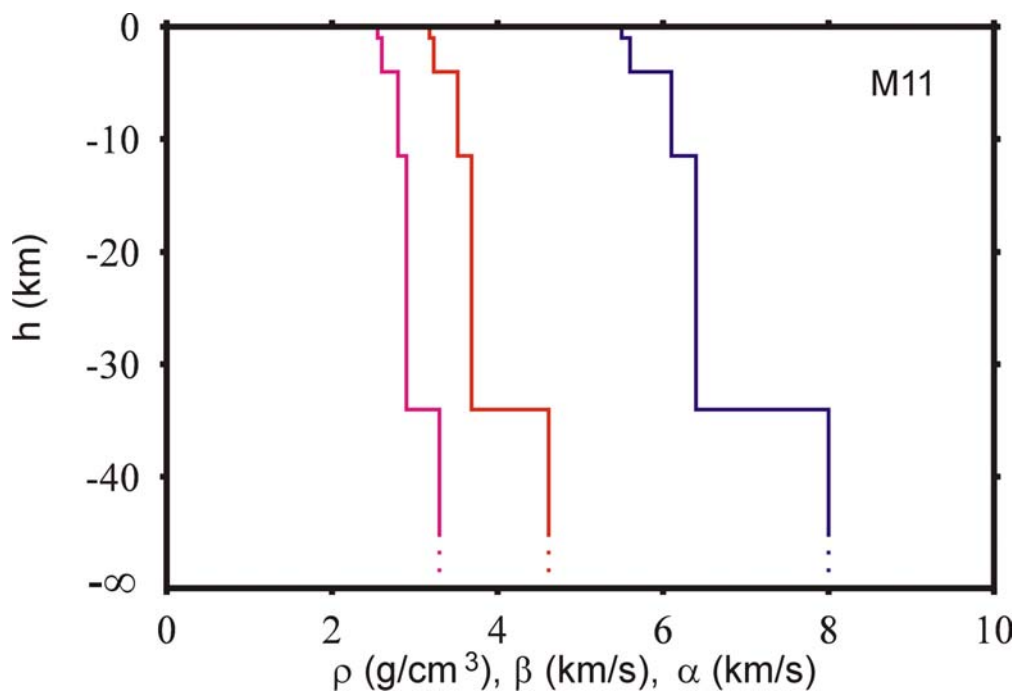


Fig. 5.33 Valores de la velocidad de las ondas P y S y de la densidad en los primeros 40km de profundidad para el modelo de Tierra M11.

En este caso el modelo de Tierra no representa un problema y la cobertura acimutal es suficientemente buena, los problemas que se plantean en la inversión del tensor momento sísmico del terremoto del Ripollés se deben a la menor magnitud del terremoto.

Debido a las mayores frecuencias excitadas por un terremoto más pequeño, es necesario aumentar el valor del extremo superior del rango de frecuencias para la generación de las funciones de Green (fijado ahora en 14.95Hz). De lo contrario, las funciones de Green se ven afectadas por la comparecencia de frecuencias artificiales. Estas anomalías se asocian a errores numéricos del algoritmo de generación de las funciones de Green y están documentadas en referencia al código originario (Dahm, 1999).

Por lo que se refiere a la profundidad de la fuente, los estudios disponibles de localización la estiman en 6-7km. En todo caso, se espera que el momento sísmico que mejor ajuste los datos se asocie a una fuente relativamente superficial, y por consecuencia se plantea la inversión poniendo especial atención en los primeros 20km de profundidad.

Un último parámetro que hay que definir para la generación de las funciones de Green es la longitud de la STF. En relación con la menor magnitud del evento estudiado se ha decidido fijar inicialmente este valor en 0.3s.

5.3.3 Parámetros de la inversión

Las inversiones del tensor momento sísmico para el terremoto del Ripollés se han llevado a cabo utilizando las componentes verticales de las ondas P y las transversales de las ondas S. Se ha elegido descartar las componentes radiales al observarse una señal excesiva de ruido sísmico.

Se ha aplicado un peso doble a las ondas P, con respecto a las S, para tener en cuenta el efecto debido a las diferentes amplitudes de las dos ondas, y se ha añadido también el peso proporcional a la distancia epicentral de las estaciones.

Las funciones de Green y los desplazamientos observados se han filtrado durante el proceso de inversión mediante un mismo filtro rectangular, con frecuencias comprendidas entre los valores esquinas de 0.5Hz y 4Hz, intentando incluir las componentes de altas frecuencias de las ondas sísmicas.

La introducción de una frecuencia mínima de 0.5Hz resulta necesaria para poder eliminar el ruido asociado a largos periodos. Este filtrado no había sido necesario en el caso de los terremotos de Gérgal y Alborán, y está relacionado con la menor magnitud del sismo del Ripollés.

La elección del valor de 0.5Hz no es consecuencia de un estudio sobre los resultados de la inversión al variar el rango de frecuencias, sino el valor mínimo de

frecuencias por el que resultan identificables las llegadas de las ondas internas. La selección del extremo superior de la ventana de frecuencia, definido en 4Hz, es vinculada en primer lugar con la condición de ser mayor de las frecuencias esperadas para un sismo de magnitud 3.8. Por otro lado, se ha comprobado cierta estabilidad en la solución de la inversión al aumentar de este parámetro, mientras que su disminución, por ejemplo al valor de 1Hz, conlleva cambios en el momento sísmico determinado que se han relacionado con la exclusión de componentes determinantes del sismograma.

5.3.4 Resultados de la inversión

En un primer momento se han llevado a cabo inversiones con variaciones sucesivas de la profundidad de la fuente de 3km, hasta una profundidad máxima de 20km. Se han elegido los valores de profundidad, de forma de evitar acercarse a las discontinuidades del modelo de Tierra, al observarse inestabilidades locales en estas situaciones. Sucesivamente se ha estudiado con más detalle el intervalo de profundidad entre 6 y 10km, donde se observan las mejores soluciones.

En la tabla 5.17 y en la figura 5.34 se muestran las soluciones de la inversión. Cada solución se representa con la esfera focal asociada a la componente de doble par y con la indicación del porcentaje de CLVD.

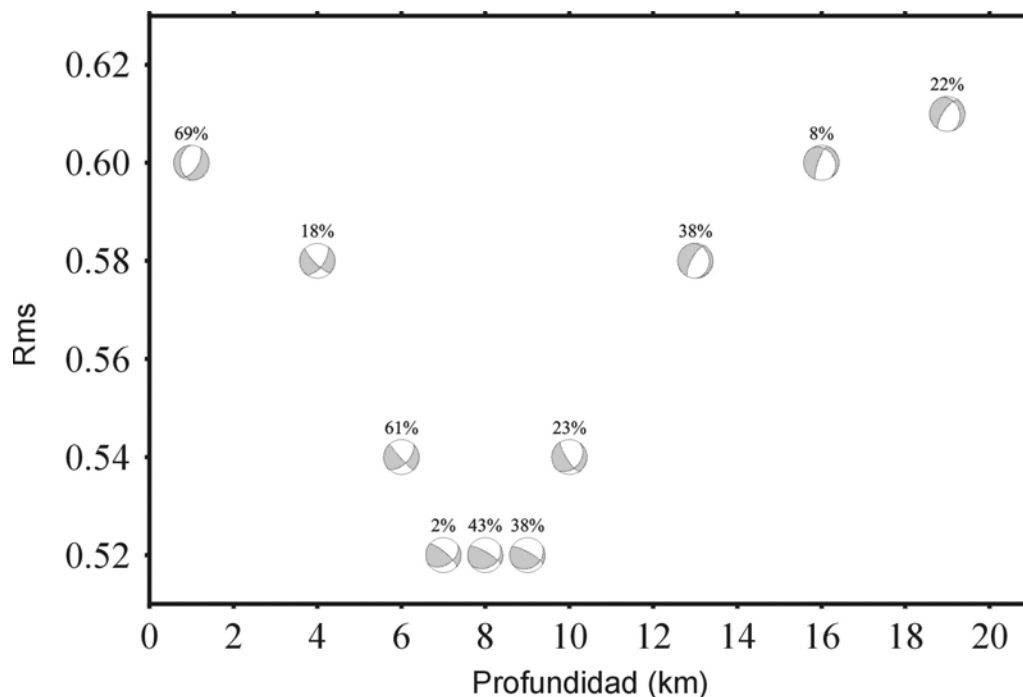


Fig 5.34 Valores de ajuste frente a profundidades para el terremoto de Ripollés y el modelo M11. Para cada profundidad se ha representado una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal y la componente de CLVD.

Tab. 5.17 Valores obtenidos para las soluciones de la inversión para el terremoto del Ripollés.

H (km)	rms	M_0 ($\times 10^{14}$ Nm)	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
1	0.60	0.38	31,58,-71; 177,37,-118	69
4	0.58	0.29	36,59,-17; 135,75,-148	18
6	0.54	0.55	45,56,-6; 138,85,-146	61
7	0.52	0.65	57,42,22; 310,76,130	2
8	0.52	0.70	57,29,30; 300,76,116	43
9	0.52	0.75	59,26,33; 299,76,113	38
10	0.54	0.65	39,35,-23; 148,77,-122	23
13	0.58	1.00	44,43,-18; 162,147,-102	59
16	0.60	1.00	200,74,-71; 328,25,-139	8
19	0.61	0.85	214,710,-67; 342,30,-137	22

Las inversiones del tensor momento sísmico para el terremoto del Ripollés muestran mecanismos de falla normal para soluciones muy superficiales (0-4km) y mas profundas (10-20km), y mecanismos de falla inversa con componente de desgarre entre 6 y 10km.

Las soluciones con mejor ajuste están a profundidades entre 7 y 9km. El mecanismo de la componente de no doble par se mantiene estable entre los 6 y 10km. Sin embargo la componente de CLVD presenta valores elevados (23-61%) para todas las profundidades salvo para 7km, donde presenta un valor del 2%.

La solución mejor es la asociada a la profundidad de 7km, que muestra un mecanismo focal de casi puro doble par (2%). La componente de doble par está descrita por un plano de falla de azimut=57°, buzamiento=42° y deslizamiento=22°, en acuerdo con la sismicidad en esta área de Cataluña (Goula et al., 1999). Para profundidades de 8 y 9km, las soluciones muestran un ajuste igual, pero porcentajes elevados de CLVD (43% y 38%).

En la figura 5.35 se muestra la comparación entre los desplazamientos observados y teóricos, para la solución a 7km de profundidad.

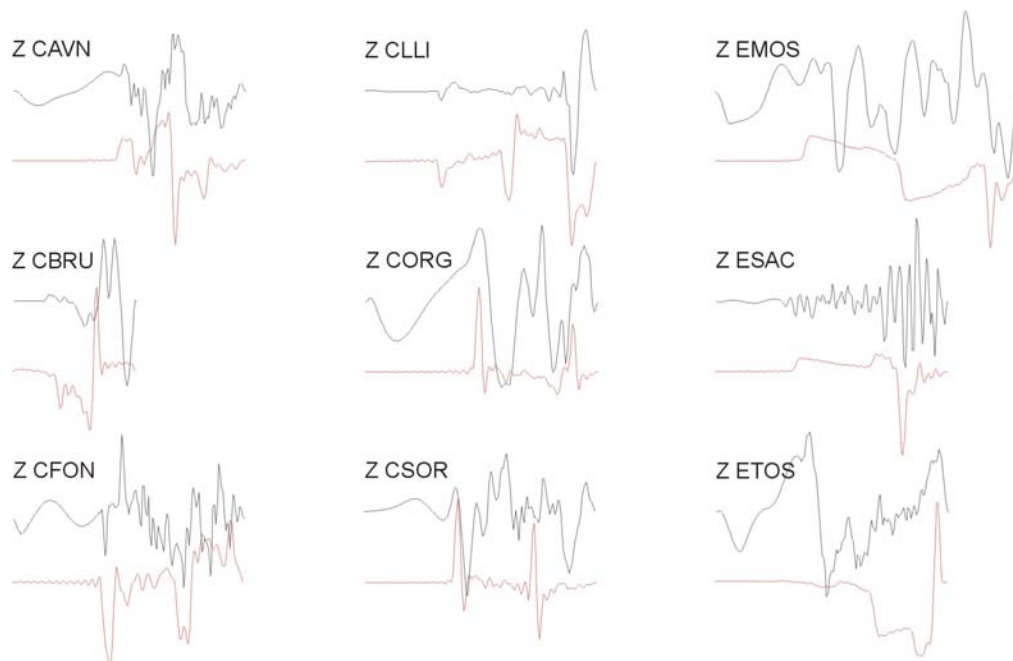


Fig. 5.35 Componentes verticales de los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la mejor solución de la inversión del terremoto del Ripollés.

En general se observa un buen ajuste entre los desplazamientos observados y teóricos. Este ajuste es particularmente bueno para algunas estaciones, como CAVN. En general, una segunda fase presente en los desplazamientos no logra ajustar correctamente en amplitud.

El ajuste es bueno especialmente en las estaciones del ICC, que se encuentran más próximas al epicentro. En las estaciones CAVN, CLLI, CFON y CSOR, además de las polaridades, se ajustan correctamente las características principales de los desplazamientos, aunque no siempre se determinan correctamente las amplitudes de las fases observadas. En la estación de CBRU no se ajusta la polaridad de la primera llegada, pero el desplazamiento teórico reproduce correctamente las fases posteriores.

En el caso de las estaciones más lejanas (EMOS, ESAC y ETOS) la polaridad es correcta, pero los desplazamientos teóricos no reproducen las características principales de las observaciones. Sin embargo, en estas estaciones los desplazamientos observados muestran un mayor nivel de ruido sísmico, lo que en parte explica la dificultad en el ajuste. La comparación de la esfera focal de la solución mejor ($h=7\text{km}$) con las polaridades observadas se muestra en la figura 5.36.

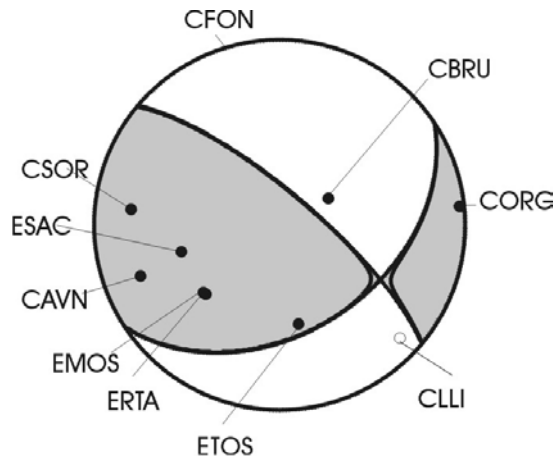


Fig. 5.36 Solución mejor (doble par y CLVD) de la inversión del tensor momento sísmico del terremoto del Ripollés y polaridades observadas.

La solución obtenida (fig. 5.36) ajusta 9 de la 10 polaridades observadas (acierto del 90%). La única estación en las que no hay acuerdo es la estación de CBRU, que se encuentra muy próxima al epicentro (alrededor de 4km). En este caso se considera que el desacuerdo entre la solución propuesta y los datos observados pueda explicarse con la cercanía de la estación y a la imprecisión de la localización epicentral, que se reflejan en una imprecisa localización de la polaridad de CBRU en la esfera focal.

Debido a la menor magnitud del terremoto no hay soluciones disponibles para el tensor momento sísmico, y solo se dispone del mecanismo focal de doble par determinado por el ICC. La solución propuesta por el ICC muestra un peor acuerdo con las polaridades observadas. La comparación de la solución obtenida en este estudio con la solución propuesta por el ICC se muestra a continuación (figura 5.37 y tabla 5.18).

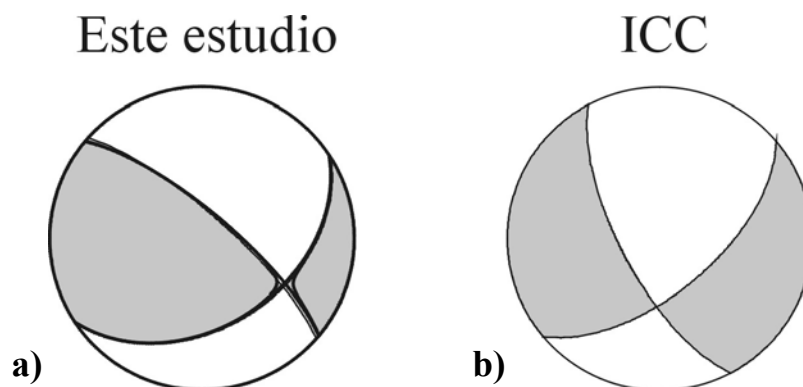


Fig. 5.37 Comparación de los resultados de la inversión (a) con el mecanismo focal de puro doble par propuesto por el ICC (b),

Tab. 5.18 Comparación entre la solución de la inversión del tensor momento sísmico para el terremoto del Ripollés propuesta (fig. 5.37a) y la solución de doble par del ICC (fig. 5.37b).

Solución	h (km)	M_0 ($\times 10^{14}$ Nm)	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
Este estudio	7	0.65	57,42,22; 310,76,130	2
ICC	7	0.85	50,61,-24; 308,69,-149	0

5.3.5 Variación de la STF

La solución obtenida para 7km de profundidad que se ha aceptado como solución mejor estima un momento sísmico escalar de 0.65×10^{14} Nm, lo que se asocia a una magnitud $M_w=3.2$. Este valor del momento escalar es coherente con la estimación propuesta por el ICC ($M_0=0.85 \times 10^{14}$ Nm), pero resulta inferior a la que se ha obtenido a partir del análisis espectral (2.8×10^{14} Nm).

Esta diferencia en la estimación del momento escalar hace suponer que se haya considerado una STF demasiado corta. Por tanto, se ha decidido llevar a cabo un nuevo estudio de inversión, considerado una fuente sísmica de 0.5s de duración, en lugar del valor de 0.3s utilizado anteriormente.

La nueva serie de inversiones muestra como la variación en la longitud de la STF influye esencialmente solo en la estimación del momento escalar. Algunas variaciones se observan en la estimación de las componentes de no doble par, que aumentan para algunas soluciones, y en pequeños cambios del mecanismo asociado a la componente de doble par. La nueva solución para una profundidad de 7km, muestra un mecanismo focal parecido al anterior, siendo la mayor diferencia una variación del deslizamiento de 12° . La comparación de la solución obtenida anteriormente y de la que se obtiene con la nueva inversión se muestra en la fig. 5.38 y tab. 5.19.

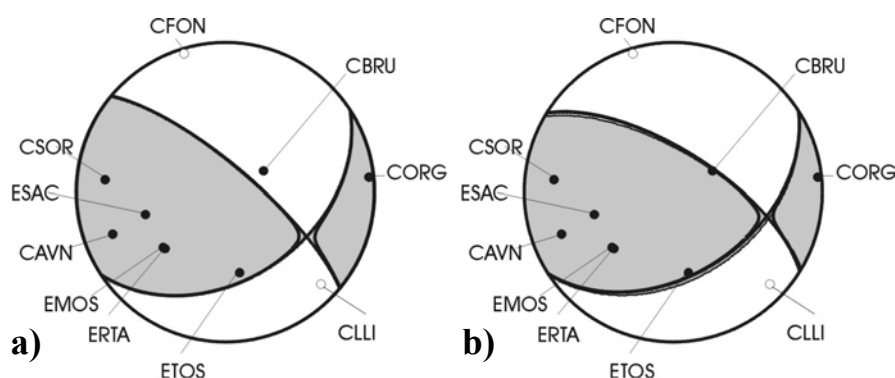


Fig. 5.38 Comparación de las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico del terremoto del Ripollés: a) STF de 0.3s, b) STF de 0.5s. Se muestran las esferas focales (componente de doble par y de CLVD) y las polaridades observadas.

Tab. 5.19 Valores de las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico del terremoto del Ripollés para diferentes STF.

STF (s)	h (km)	rms	$M_0 (\times 10^{14} \text{Nm})$	Planos de falla	%CLVD
0.3	7	0.52	0.65	57,42,22; 310,76,130	2
0.5	7	0.47	0.85	57,44,34; 302,67,-129	1

La comparación de la nueva solución con las polaridades de las primeras llegadas (fig. 5.38b) muestra el ajuste para todas las estaciones, incluida CBRU. Por lo tanto, la definición de una STF mas larga permite obtener una solución mejor, tanto en la estimación del momento sísmico escalar, como en el ajuste de las polaridades, con un porcentaje de aciertos del 100%.

La comparación de los desplazamientos observados con los teóricos para la nueva solución, relativa a una función temporal de 0.5s de duración, se muestran en la figura 5.39.

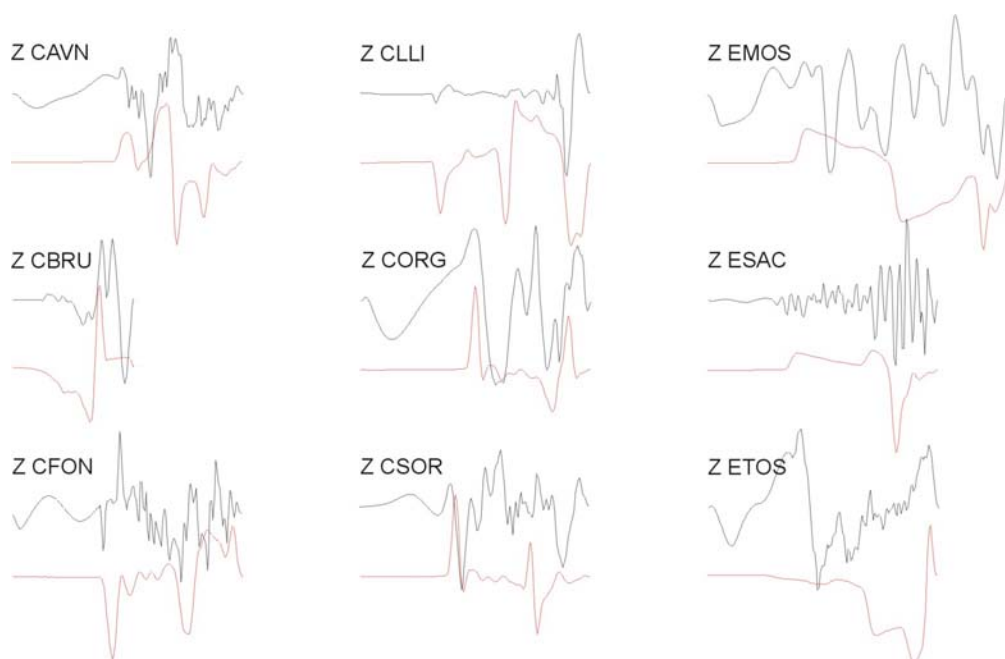


Fig. 5.39 Componente vertical de los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución definitiva (fig. 5.38b).

En conclusión se elige como solución definitiva de la inversión la que se obtiene por una STF de 0.5s (fig. 5.38b y tab. 5.19). Esta solución muestra un mecanismo focal normal con componente de desgarre. Se trata de un mecanismo muy próximo a un doble par, siendo el porcentaje de CLVD del 1%. Los planos focales están dispuestos en dirección NE-SW y NW-SE.

El momento escalar estimado es de $0.85 \times 10^{14} \text{Nm}$, lo que corresponde a una magnitud $M_w=3.3$. Una posible explicación de este resultado, que sigue determinando un valor de M_0 menor del que se obtiene del estudio espectral, puede buscarse en el filtrado de los datos anterior a la inversión. Este paso, necesario para poder distinguir las fases a estudiar, puede producir variaciones en las amplitudes de los desplazamientos, lo que a su vez implica una subestimación del momento escalar en el proceso de inversión.

En el apéndice G, relativo al terremoto del Ripollés, se muestra la comparación de las tres componentes de los desplazamientos observados y de los teóricos obtenidos para la mejor solución del tensor momento sísmico.

5.4 Terremoto del Ripollés de 21/9/2004

La ocurrencia de un terremoto de magnitud 4 en la misma región, el año siguiente al del terremoto tratado anteriormente, ha aconsejado de llevar a cabo un estudio de inversión para el nuevo sismo.

El terremoto ocurrió a las 15:48:04.8 del 21 de septiembre de 2004 (ICC) en la provincia de Gerona. Las coordenadas del epicentro, según el ICC, fueron de 42.338°N y 2.167°E . Otra localización, propuesta por el Instituto Geográfico Nacional es de 42.295°N y 2.235°E .

La profundidad de la fuente es estimada en 4km por el ICC. La magnitud es estimada en $m_b=4.1$ y $m_l=4.0$, respectivamente por el IGN y el ICC.

Análogamente al caso del terremoto del Ripollés del 26/3/2003 se utiliza la localización epicentral propuesta por el ICC, que se ha obtenido a partir de una más favorable disposición de las estaciones utilizadas para su determinación.

5.4.1 Registros utilizados

Las estaciones sísmicas de banda ancha en esta región pertenecen al ICC, al IGN y a la red francesa ReNaSS. El listado de las 14 estaciones elegidas, en función de su distancia epicentral, de la existencia y calidad de los registros para el terremoto en estudio, se muestran en la tabla 5.20 y su localización geográfica en la figura 5.40.

Tab. 5.20 Estaciones sísmicas utilizadas para la inversión del terremoto del Ripollés.

Estación	Red	Lat N(°)	Lon W(°)	Dist. Epic. (km)	Acimut (°)
CBRU	ICC	42.29	-2.18	5.93	169.35
CLLI	ICC	42.48	-1.97	22.28	314.73
EJON	IGN	42.45	-2.89	60.59	78.07
SJAL	ReNaSS	42.48	-2.88	60.97	74.35
CORG	ICC	42.23	-1.32	70.98	260.59
CSOR	ICC	42.38	-1.13	85.10	273.16
CGAR	ICC	41.76	-2.44	117.63	190.33
CAVN	ICC	41.88	-0.75	127.35	247.10
EPOB	IGN	41.35	-1.08	141.74	219.92
ESAC	IGN	41.72	0.47	228.46	253.48
ATEX	ReNaSS	43.09	0.7	248.78	290.45
ARBF	ReNaSS	43.49	-5.33	288.07	62.55
EMOS	IGN	40.36	0.47	310.73	226.09
AELC	IGN	43.22	1.51	315.76	289.28



Fig. 5.40 Epicentro del segundo terremoto del Ripollés (estrella) y localización de las estaciones utilizadas para la inversión.

Las estaciones de la red ReNaSS tienen frecuencias de muestreo distintas (60 y 120Hz) y no pueden ser utilizadas para la inversión. A pesar de esto, sus registros son útiles para el estudio de las polaridades. Los registros utilizados se remuestrean a 25Hz, para reducir el número de puntos en las ventanas de datos.

Como en el caso anterior se incluye la estación CBRU, no obstante su cercanía al epicentro (distancia epicentral de aproximadamente 4km), debido al reducido número de registros disponibles.

Los desplazamientos obtenidos han sido recortados eligiendo ventanas temporales de longitud variables entre 3.2s y 10s, para las componentes verticales de las ondas P y las componentes transversales de las ondas S.

El análisis espectral de los registros sísmicos disponibles para el estudio de este terremoto muestra un valor medio del momento escalar de $(1.0 \pm 0.4) \times 10^{15} \text{Nm}$, lo que corresponde a una magnitud $M_w=4.0$. El valor medio de la frecuencia de esquina es de 2Hz. Un ejemplo, para la estación CAVN, se muestra en la figura 5.41.

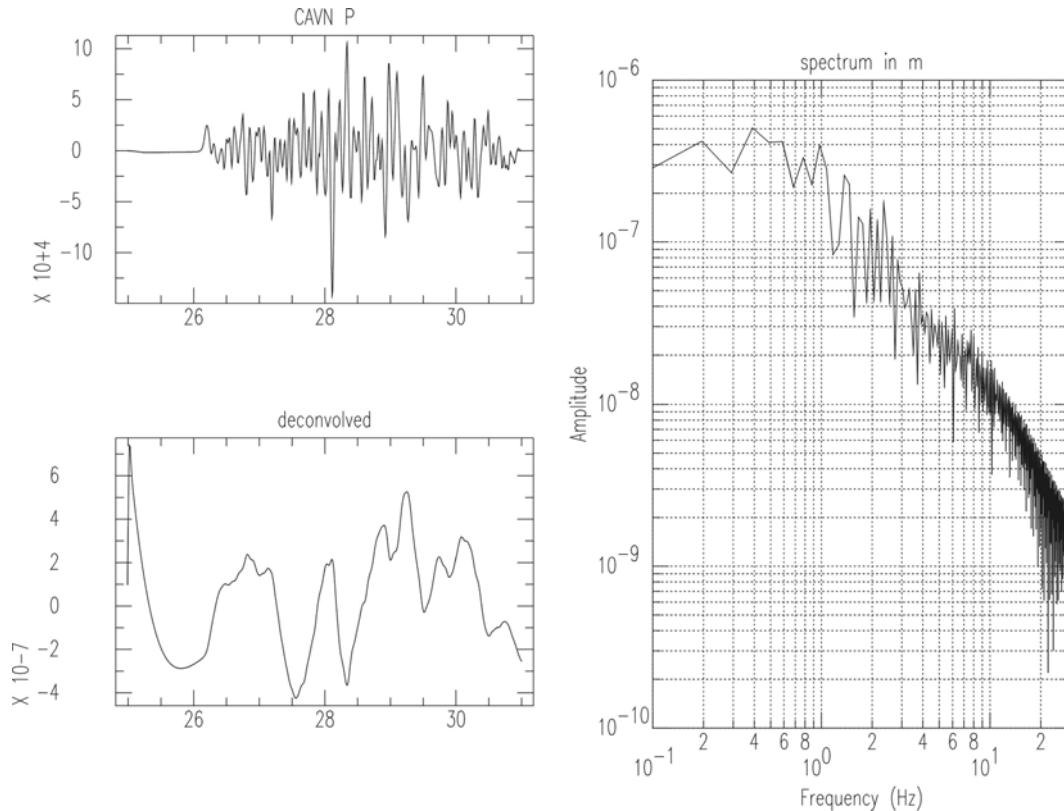


Fig. 5.41 Componente vertical de la estación CAVN: registro original (superior izquierda), desplazamiento (inferior izquierda) y espectro (derecha).

5.4.2 Modelos de Tierra y funciones de Green

El modelo cortical utilizado es el modelo denominado M11 (fig. 5.33). Como en el caso anterior se espera que los problemas relativos a la inversión para este terremoto, estén relacionados con la pequeña magnitud y el contenido en altas frecuencias de los datos. Se elige en principio una función temporal de 0.4s de duración.

Otro parámetro que pudiera resultar crítico es la pequeña profundidad del foco (estimada por el ICC en 4km), ya que se ha visto en las pruebas con datos teóricos como el método de inversión puede resultar inestable para fuentes muy próximas a la superficie libre.

5.4.3 Parámetros de la inversión

Las inversiones del tensor momento sísmico para el terremoto del Ripollés se han llevado a cabo utilizando los datos presentados anteriormente, utilizándose las componentes verticales de las ondas P y las transversales de las ondas S.

Se ha aplicado un peso doble a las ondas P, con respecto a las S, para tener en cuenta el efecto debido a las diferentes amplitudes de las dos ondas. Se ha añadido también el peso proporcional a la distancia epicentral de las estaciones.

Durante el proceso de inversión las funciones de Green y los desplazamientos reales son filtrados mediante un mismo filtro, con frecuencias comprendidas entre los valores esquinas de 0.5Hz y 4Hz, que respetan las condiciones comentadas anteriormente. Con la elección de este rango de frecuencias se pretende incluir las componentes de altas frecuencias de las ondas sísmicas.

La elección del valor de 0.5Hz se hace de acuerdo con el filtrado aplicado a los datos en la fase anterior a la inversión. La selección del extremo superior de la ventana de frecuencia, definido en 4Hz, está vinculada en primer lugar con la condición de ser mayor de las frecuencias esperadas para un sismo de esta magnitud. Además, se ha comprobado una buena estabilidad de la solución de la inversión al aumentar este parámetro. Al contrario, su disminución, por ejemplo al valor de 1Hz, conlleva cambios en el momento sísmico determinado que se han relacionado con la exclusión de componentes determinantes del sismograma.

Como siempre, se lleva a cabo una previa inversión en el dominio temporal para asegurarse de la correcta selección de las ventanas, y posteriormente se pasa al dominio de frecuencias para estudiar la inversión de los espectros de amplitudes.

5.4.4 Resultados de la inversión

En un primer momento se han llevado a cabo inversiones con variaciones sucesivas de la profundidad de la fuente de 3km, hasta una profundidad máxima de 20km. Se han elegido los valores de profundidad, de forma de evitar acercarse a las discontinuidades del modelo de Tierra que pueden producir inestabilidades locales. Sucesivamente se ha estudiado con más detalle el intervalo de profundidad en los primeros 7km de profundidad, donde se observan las mejores soluciones.

En la figura 5.42 se muestran las soluciones de la inversión, como gráfico de los ajustes en función de la profundidad. Cada solución se representa con la esfera focal asociada a la componente de doble par y con la indicación del porcentaje de CLVD. A continuación, se muestra la tabla 5.21 que resume las características de las mejores soluciones calculadas para cada profundidad (ajuste, momento sísmico escalar, ángulos de los planos de falla y porcentaje de CLVD).

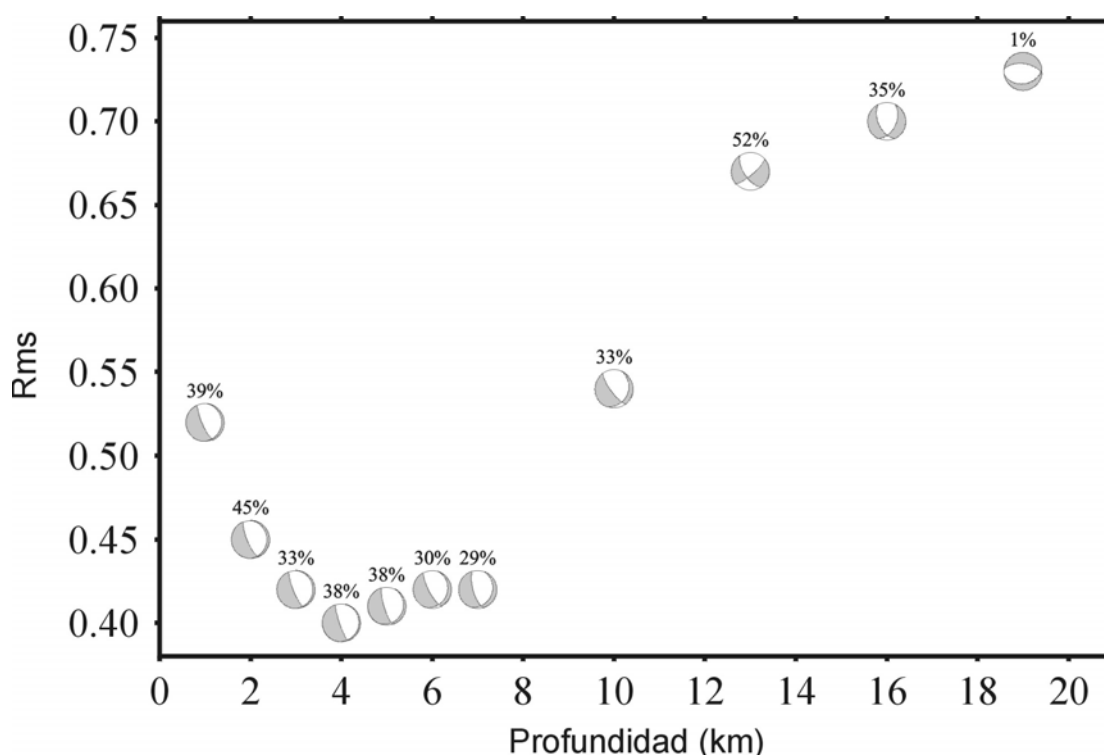


Fig 5.42 Valores de ajuste frente a profundidades para el terremoto de Ripollés y el modelo M11. Para cada profundidad se ha representado una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal y la componente de CLVD.

Tab. 5.21 Valores obtenidos para las soluciones de la inversión del terremoto del Ripollés.

h (km)	rms	M_0 ($\times 10^{15}$ Nm)	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
1	0.52	0.56	8,14,-59; 156,78,-98	39
2	0.45	0.65	0,15,-68; 157,76,-96	45
3	0.42	0.65	0,12,-68; 158,79,-94	33
4	0.40	0.78	13,9,-58; 161,82,-95	38
5	0.41	0.81	26,15,-48; 163,79,-100	38
6	0.42	0.89	19,21,-45; 152,76,-105	30
7	0.42	0.90	21,24,-55; 163,70,-105	29
10	0.54	0.94	24,26,-32; 143,77,-112	33
13	0.67	1.20	28,40,-36; 148,68,-124	52
16	0.70	1.10	26,49,-50; 154,54,-126	35
19	0.73	1.30	81,35,-103; 277,56,-81	1

Las inversiones del tensor momento sísmico para el segundo terremoto del Ripollés muestran en general mecanismos focales casi verticales, lo que supone una variación con respecto a los resultados obtenidos en el terremoto precedente.

La solución de mejor ajuste se determina en correspondencia de la profundidad de 4km. El mecanismo de la componente de no doble par se mantiene estable para profundidades comprendidas entre los 1 y los 7km.

Las componentes de CLVD asociadas a las mejores soluciones, entre 1 y 7km, son muy elevadas, variando entre el 29% y el 45%. Para profundidades superiores a los 7km se observa una progresiva variación del mecanismo focal.

La solución mejor, asociada a la profundidad de 4km, muestra el siguiente mecanismo focal: la componente de doble par es descrita por unos planos de focales de $\phi=13^\circ$, $\delta=9^\circ$, y $\lambda=-58^\circ$ y de $\phi=161^\circ$, $\delta=82^\circ$, y $\lambda=-95^\circ$, la componente de no doble par es del 38%.

La figura 5.43 muestra la comparación entre las componentes verticales de los desplazamientos observados y los teóricos relativos a la solución obtenida.

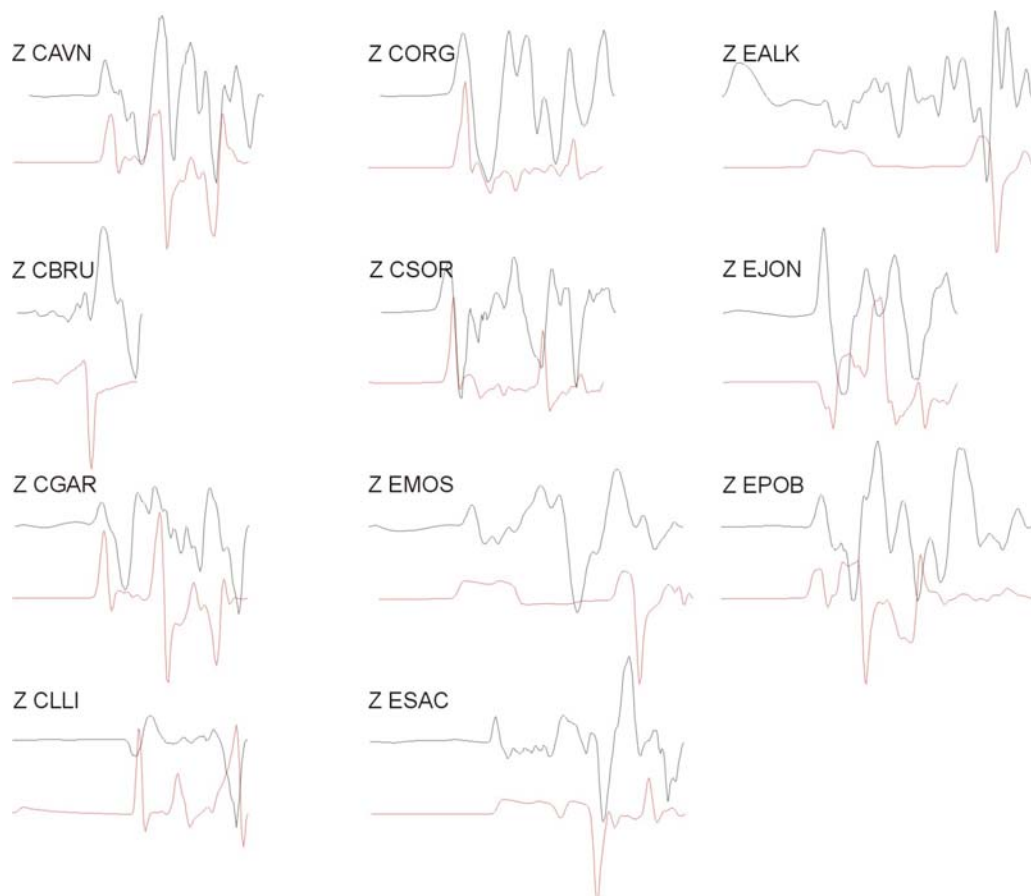


Fig. 5.43 Componente vertical de los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución de la inversión del terremoto del Ripollés.

En las estaciones CAVN y ESAC los desplazamientos teóricos ajustan las polaridades y reproducen correctamente las fases principales observadas. En la mayoría de las estaciones (CGAR, CORG, CSOR, EMOS, AELC, EPOB) las polaridades son correctas y se ajustan algunas fases observadas, aunque no se obtienen correctamente las amplitudes. En las estaciones CBRU y CLLI las polaridades resultan invertidas.

La figura 5.44 muestra el ajuste de las polaridades observadas.

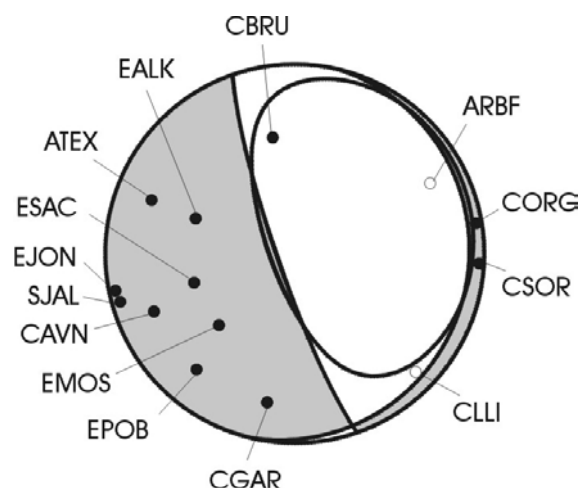


Fig. 5.44 Mecanismo focal (doble par y CLVD) de la mejor solución a la inversión del tensor momento sísmico ($h=4\text{km}$) y polaridades observadas.

La solución propuesta (fig. 5.44) ajusta las polaridades observadas en 12 de las 14 estaciones sísmicas utilizadas, con un porcentaje de aciertos del 86%. Las tres polaridades incorrectas, asociadas a las estaciones CBRU y CLLI, se encuentran muy próximas a la línea nodal. Además una de ellas, la estación CBRU, se encuentra muy cercana al epicentro (distancia epicentral aproximadamente de 6km), por lo que su localización en la esfera focal es incierta y depende fuertemente de la precisa localización del epicentro.

Debido a la menor magnitud del terremoto no hay soluciones disponibles para el tensor momento sísmico. A diferencia del terremoto del Ripollés del 26/3/2003, tampoco se dispone del mecanismo focal determinado por el ICC a partir de las polaridades de las primeras llegadas.

5.4.5 Variación de la STF

Como para el estudio anterior se repite la inversión al considerar una función temporal de mayor duración, en este caso de 0.5s.

La nueva solución mejor, siempre asociada a la profundidad de 4km, se mantiene estable, pero la componente de CLVD aumenta hasta el 41%. La comparación de la solución obtenida anteriormente y de la que se obtiene con la nueva inversión se muestra a continuación (figura 5.45 y tabla 5.22), mediante la presentación de las dos esferas focales y la indicación de los parámetros que las definen.

Con este nuevo estudio de inversión, el valor del momento escalar aumenta con respecto a la solución anterior, siendo ahora de $0.93 \times 10^{15} \text{Nm}$. Este resultado está en muy

buen acuerdo con la estimación llevada a cabo en el análisis espectral, que era de $1.0 \times 10^{15} \text{Nm}$.

Por lo que se refiere al ajuste de las polaridades, debido a la similitud de los mecanismos focales obtenidos variando la duración de la STF, no se observan variaciones: hay acuerdo con las polaridades observadas en 11 estaciones, la estación CLLI es nodal mientras que no se ajusta la polaridad de la estación de CBRU, cuya posición en la esfera focal pudiera estar afectada por errores en consecuencia de su pequeña distancia epicentral.

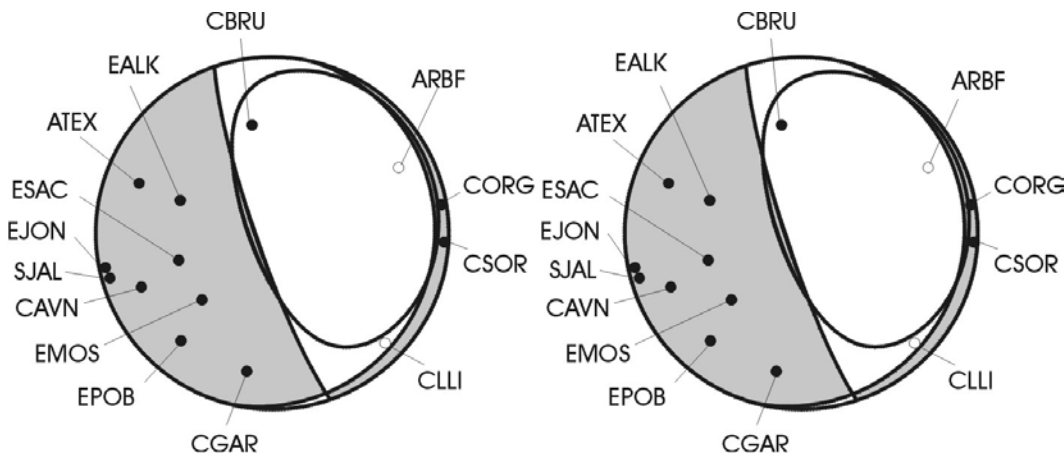


Fig. 5.45 Comparación de las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico del terremoto del Ripollés: a) STF de 0.4s, b) STF de 0.5s. Se muestran las esferas focales (componente de doble par y de CLVD) y las polaridades observadas.

Tab. 5.22 Valores de las soluciones de la inversión del tensor momento sísmico del terremoto del Ripollés para diferentes STF.

STF (s)	h (km)	rms	$M_0 (\times 10^{15} \text{Nm})$	Planos de falla (ϕ, δ, λ)	%CLVD
0.4	4	0.40	0.78	13,9,-58; 161,82,-95	38
0.5	4	0.33	0.93	15,9,-57; 162,83,-95	41

La comparación entre desplazamientos observados y teóricos para la nueva solución se muestra a continuación en la figura 5.46.

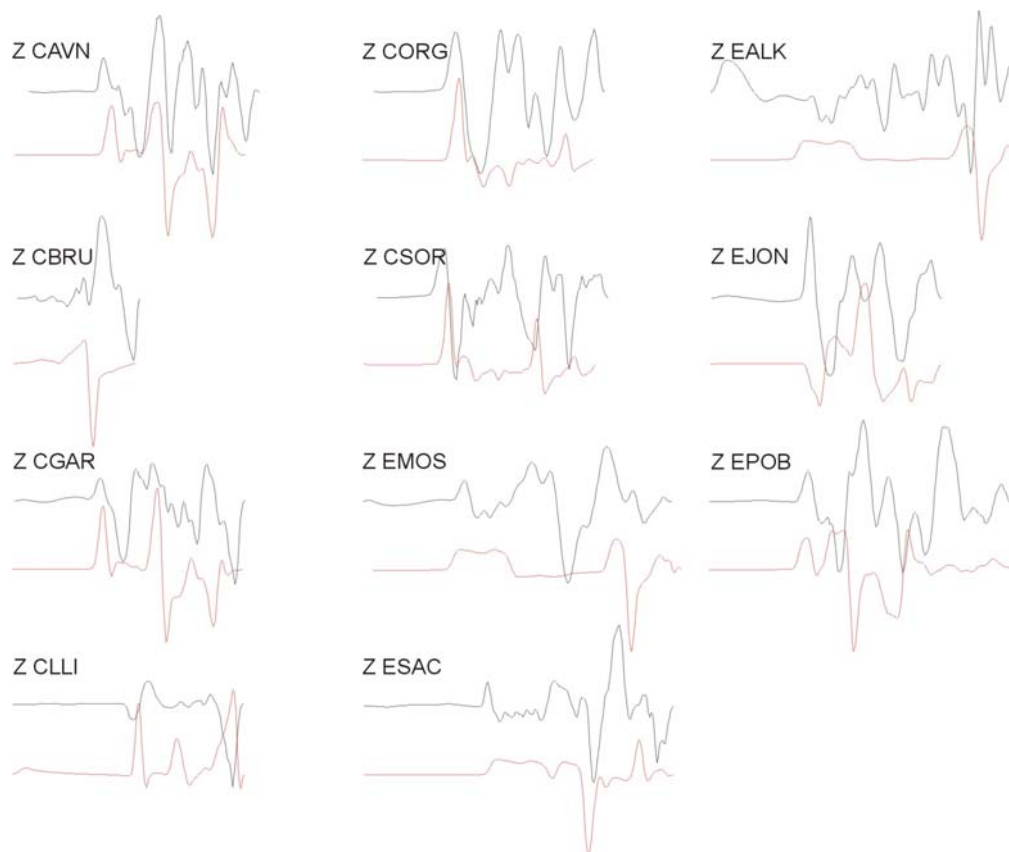


Fig. 5.46 Componente vertical de los desplazamientos observados (negro) y teóricos (rojo) para la solución definitiva (figura 5.45b y tabla 5.22).

En el apéndice H, dedicado al segundo terremoto del Ripollés, se muestra la comparación de los desplazamientos reales y de los sintéticos obtenidos para la mejor solución del tensor momento sísmico.

5.5 Base de datos de funciones de Green

5.5.1 Introducción

Como se ha visto en el estudio de los cuatro terremotos de Gergal, Alborán y Ripollés, la metodología para la inversión del tensor momento sísmico es muy laboriosa. El completo estudio de un terremoto, mediante la determinación del mecanismo para un conjunto de profundidades y, en determinadas situaciones, usando distintos modelos de Tierra, requiere mucho tiempo de procesado. La necesidad de aplicar el método a un número elevado de terremotos y el interés en disponer de los resultados rápidamente después de la ocurrencia de un sismo, requieren una reducción de los tiempos de realización de la inversión.

El conjunto de etapas que deben ser llevadas a cabo durante el método de inversión propuesto puede dividirse en tres partes: la preparación de los datos, la preparación de las funciones de Green y la inversión del momento sísmico, en la que se puede incluir la representación y análisis de los resultados.

La preparación de los datos sísmicos depende en gran medida de los parámetros del terremoto, de la calidad de los datos y de las características de los instrumentos. El conjunto de operaciones para preparar los datos antes de realizar la inversión varía en función de estos factores. La introducción de macros en la preparación inicial de los datos permite repetir algunas operaciones básicas de forma más rápida. Por otro lado, operaciones como el filtrado, la elección de fases, registros y pesos, dependen de los niveles de ruido sísmico y requieren un estudio en cada caso. Hay que añadir que la preparación de los datos consiste en un conjunto de operaciones que se efectúan una sola vez al principio de la inversión y cuyo tiempo de ejecución se puede estimar en pocas horas. Por tanto, la dificultad en agilizar estas operaciones o en llevarlas a cabo de forma automática no perjudica excesivamente los tiempos de realización del entero proceso.

El cálculo de las funciones de Green es la tarea más lenta a realizar. Hay que tener en cuenta que el algoritmo para la determinación de las funciones de Green es laborioso y su tiempo de ejecución aumenta en función del número de estaciones utilizadas, de la longitud de los sismogramas y de la precisión en su definición (sea en referencia a la frecuencia de muestreo, que al número de lentitudes y frecuencias utilizadas en los ciclos internos al programa). Puede estimarse un tiempo de 20 minutos para el cálculo de las funciones de Green para 10 estaciones relativas a un modelo de Tierra y una profundidad de la fuente (considerando funciones de Green de 81.92s de duración, frecuencia de muestreo de 25Hz, 2000 lentitudes y un intervalo de frecuencias entre 0.001 y 4.950Hz). El cálculo de las funciones de Green debe ser repetido para cada profundidad de la fuente que se quiere utilizar y para cada modelo de Tierra, ya que la forma de las funciones de Green varía en función de estos dos parámetros. Una eventual automatización en el cálculo, en general dificultada por la definición de la localización de las estaciones y la elección de los modelos a utilizar, no ayudaría en agilizar el proceso ya que los tiempos de ejecución del programa son fijos. Sin embargo, cuando se realiza el estudio sistemático de terremotos en una región concreta, si que es posible acortar esta etapa disponiendo de una base de datos de funciones de Green para la zona objeto de estudio.

La última fase consiste en la inversión del tensor momento sísmico. Esta parte del proceso es la más rápida y en principio debe llevarse a cabo de forma manual, ya que la selección de muchos factores de la inversión varía caso por caso. Por ejemplo, el dominio de inversión (tiempo o frecuencia), la tipología del momento sísmico a determinar, la selección de las ventanas, de las componentes de los datos, de las fases y de los pesos asociados a los datos varían cada vez. Otro problema para la automatización de los procesos en esta fase está relacionado con la posible complejidad y variedad de las soluciones obtenidas, que requieren normalmente la interpretación del investigador. En general, se han implementados breves rutinas para hacer más rápida esta parte del proceso, pero su ejecución debe mantenerse constantemente supervisada.

A continuación se describe la estrategia propuesta para la utilización de funciones de Green almacenadas en bases de datos, describiendo el procedimiento a seguir y presentando como ejemplo la aplicación al caso de un terremoto estudiado anteriormente.

5.5.2 Aproximación de las funciones de Green

La idea que se propone es la substitución de las funciones de Green calculadas para una estación con una determinada localización geográfica con otras funciones de Green aproximadas que se hayan previamente almacenado en una base de datos. Si las dos series de funciones de Green son suficientemente parecidas, la inversión del momento sísmico no se ve afectada por esta substitución.

Imagínese que se observa un terremoto superficial con epicentro de coordenadas geográficas x_0 e y_0 . Elegido un determinado modelo de Tierra, pueden calcularse las funciones de Green para una hipotética distribución de estaciones en una malla de puntos distribuidos alrededor del epicentro (fig. 5.47).

En la hipótesis de querer estudiar terremotos superficiales a distancias regionales, puede disponerse una malla de estaciones de forma circular alrededor del epicentro, con distancias epicentrales variables entre los 10km y los 350km.

Se excluyen estaciones más cercanas de 10km, cuyos datos no son recomendables para la utilización en la inversión del tensor momento sísmico ya que corresponden a campo próximo (capítulo 4) y estaciones con distancias epicentrales superiores a los 350km, que no se incluyen en estudios de carácter regional. La malla de estaciones debería ser mas espesa en proximidad del epicentro. La heterogeneidad en la distribución de las estaciones se debe a la mayor variabilidad de las funciones de Green

a distancias menores, críticas para la determinación de las primeras llegadas. Por esta razón, es necesario disponer de funciones de Green más precisas para estas distancias.

Debe considerarse una malla de estaciones con una distribución homogénea de azimutes alrededor del epicentro. Esto se refleja en la elección de la disposición de las estaciones en una malla circular.

La densidad de la malla debe elegirse a partir de un balance que tenga en cuenta que un mayor número de puntos permite disponer de funciones de Green mas precisas, pero requiere un mayor tiempo de cálculo y una mayor disponibilidad de espacio de memoria del ordenador.

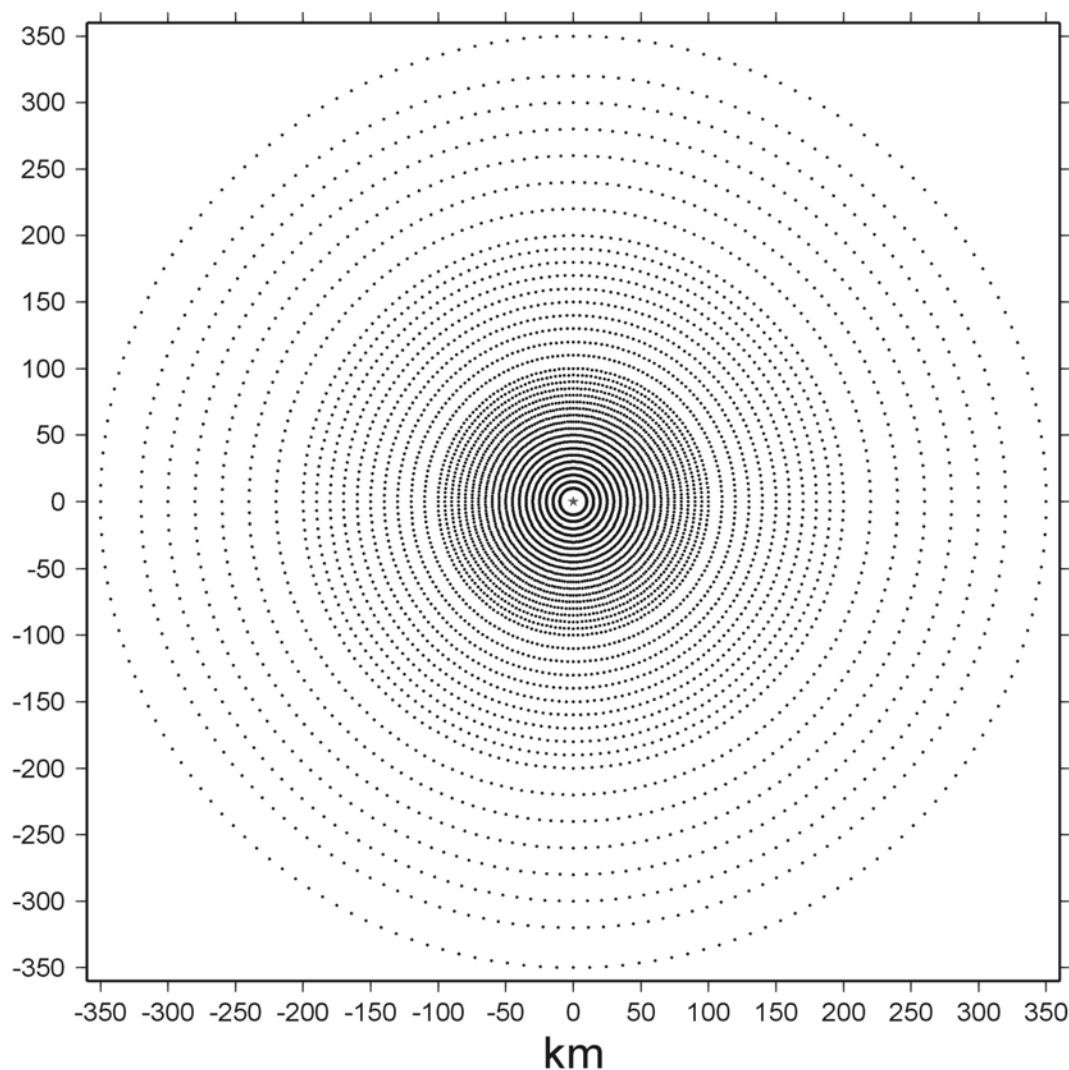


Fig. 5.47 Esquema de la disposición de una malla de estaciones alrededor de un hipotético epicentro (estrella). Cada punto representa una estación para la que se calculan las funciones de Green que se integran en la base de datos.

Utilizando los algoritmos presentados en el capítulo 3 pueden calcularse las funciones de Green para todas las estaciones.

Se ha visto como el estudio de terremotos superficiales es muy sensible a la definición de la profundidad del foco. Es conveniente, en consecuencia, disponer de funciones de Green para distintos valores de profundidad. Esto permite determinar de forma conjunta durante el proceso de inversión sea el tensor momento sísmico que la profundidad de la fuente.

En la figura 5.48 se muestra una representación tridimensional de la parte central de la malla y del conjunto de profundidades de la fuente sísmica.

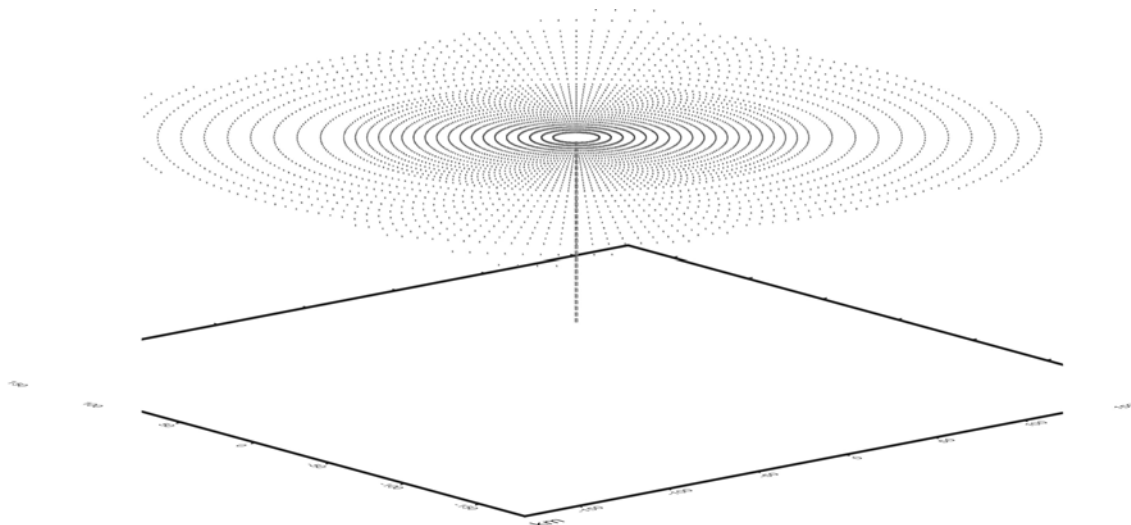


Fig. 5.48 Representación tridimensional de la parte central de la malla de estaciones (figura 5.42) y de la distribución de las fuentes sísmicas en los primeros 30km de profundidad.

Si se ha generado la base de datos para un modelo de Tierra apropiado al área que interesa estudiar, cuando ocurra un terremoto se puede proceder de la manera que se explica a continuación.

Esta estrategia se ha aplicado al terremoto de Gérgal (4/2/2002), cuyo estudio de inversión se ha presentado en el párrafo 5.1. Se conoce la localización epicentral y se dispone de 12 estaciones sísmicas (figura 5.49).

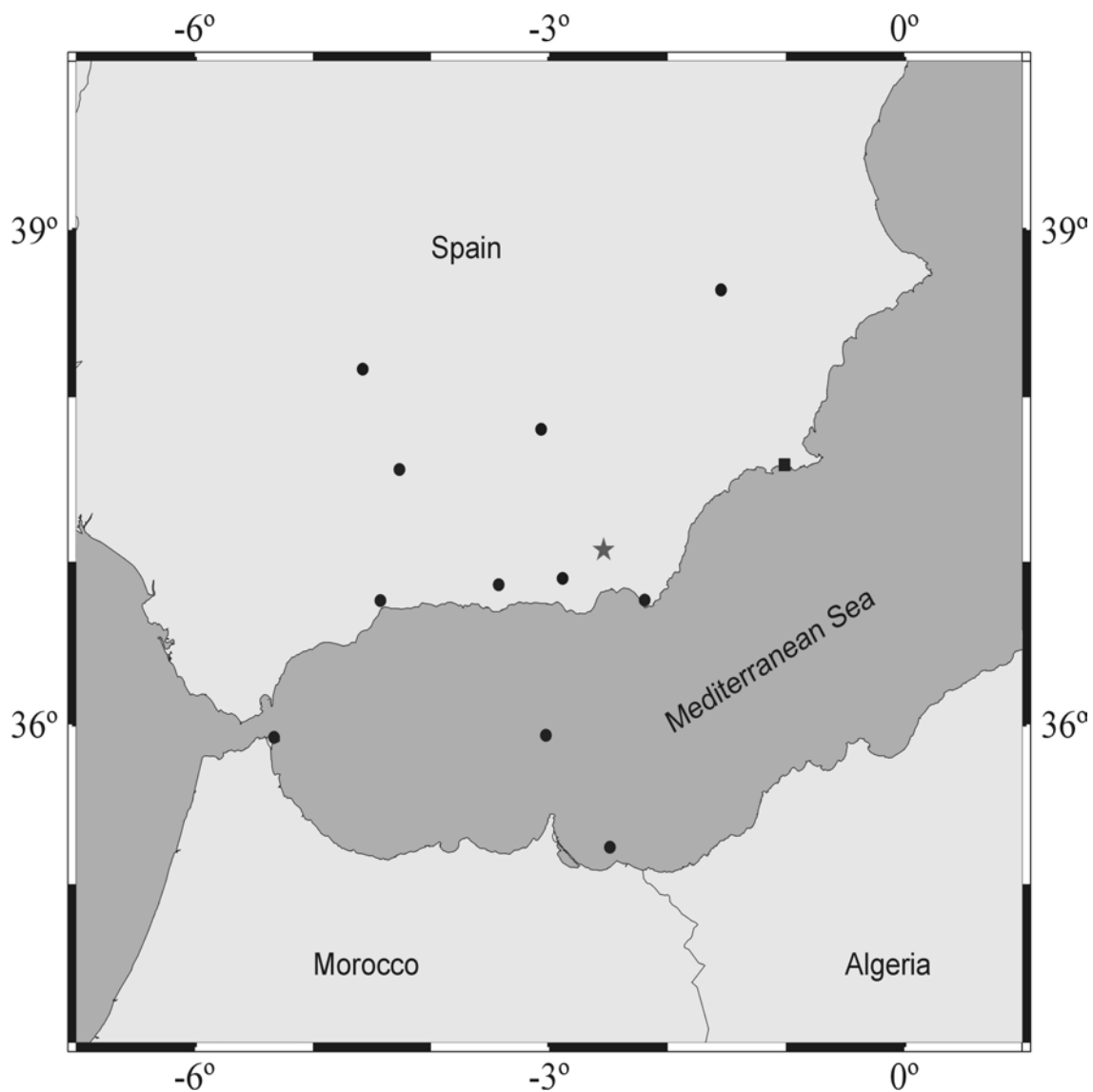


Fig. 5.49 Epicentro del terremoto de Gérgal (estrella) y localización de las estaciones sísmicas de banda ancha disponibles a distancias regionales.

En lugar de calcular las funciones de Green, proceso que se ha visto ser muy lento, se puede aproximar la localización de las estaciones con el punto de la malla más próximo (figura 5.50) y utilizar las funciones de Green ya calculadas para estos puntos.

El lento cálculo de las funciones de Green se substituye así con la rápida selección de la base de datos de las funciones de Green aproximadas, resultando en una drástica reducción de los tiempos de cálculo para la determinación del tensor momento sísmico.

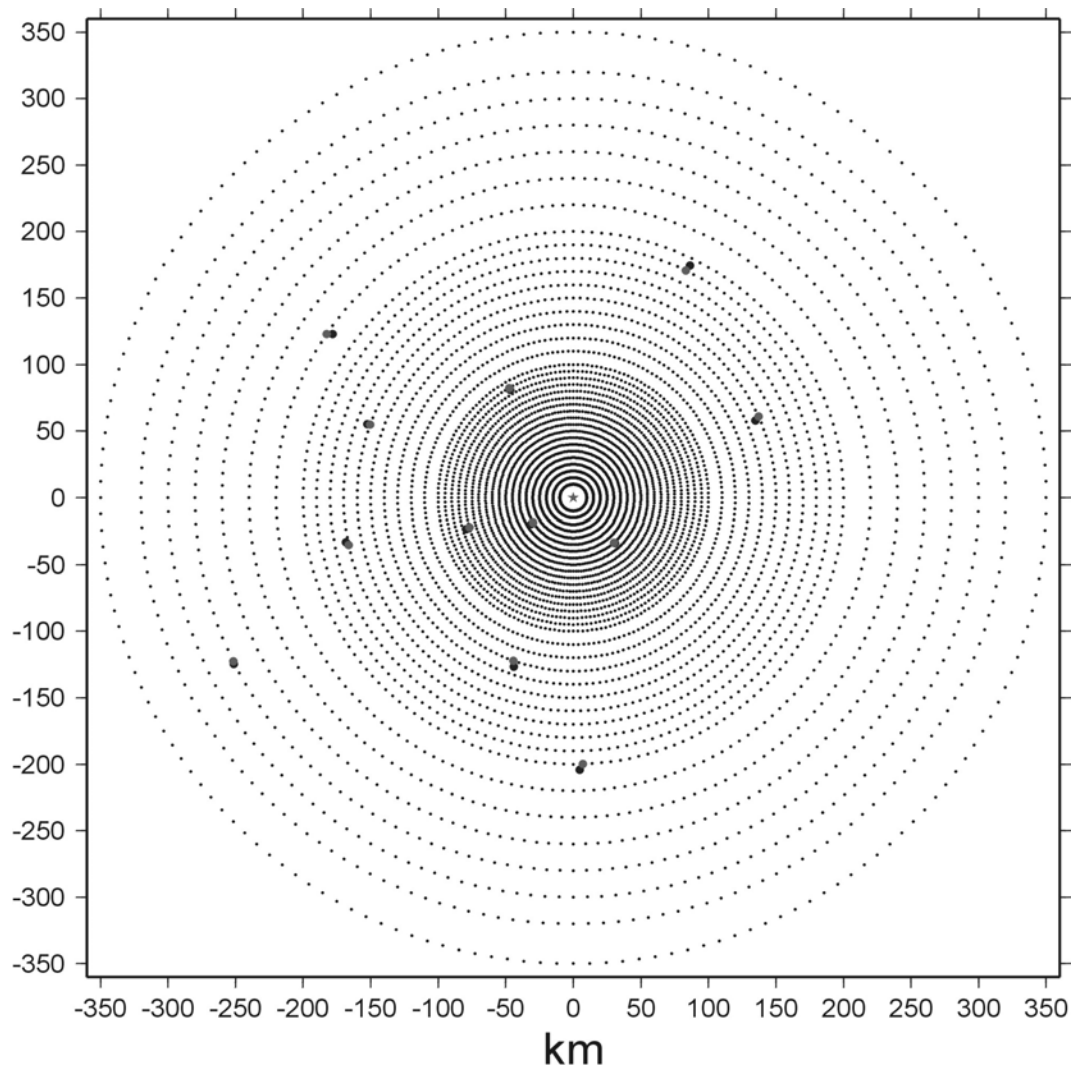


Fig. 5.50 Localización de las estaciones sísmicas (círculos negros) sobre la malla de estaciones teóricas y determinación de los puntos de la malla más próximos (círculos grises).

5.5.3 Definición de la malla

En consecuencia de las consideraciones hechas en el párrafo anterior, se ha definido la malla de estaciones teóricas de la forma siguiente.

- **Distancia epicentral:**

entre 10 y 95km, una estación cada 5km;
entre 100 y 190km, una estación cada 10km;
entre 200 y 320km, una estación cada 20km;
una estación a 350km.

- **Acimut:**

se consideran todos los ángulos con valores enteros y pares (0° , 2° , 4° , ..., 358°).

Con estas condiciones, la malla resulta constituida de 6480 estaciones teóricas.

Si se considera que se deben calcularse ocho funciones de Green para cada estación de la malla, y se determinan considerando 30 posibles valores para la profundidad de la fuente (por ejemplo: 1km, 2km, ..., 30km), se puede estimar que el conjunto de la base de datos necesita aproximadamente 1.4GByte para ser almacenado. Este valor se considera razonable, con respecto al actual desarrollo informático.

5.5.4 Algoritmos para la generación de la base de datos

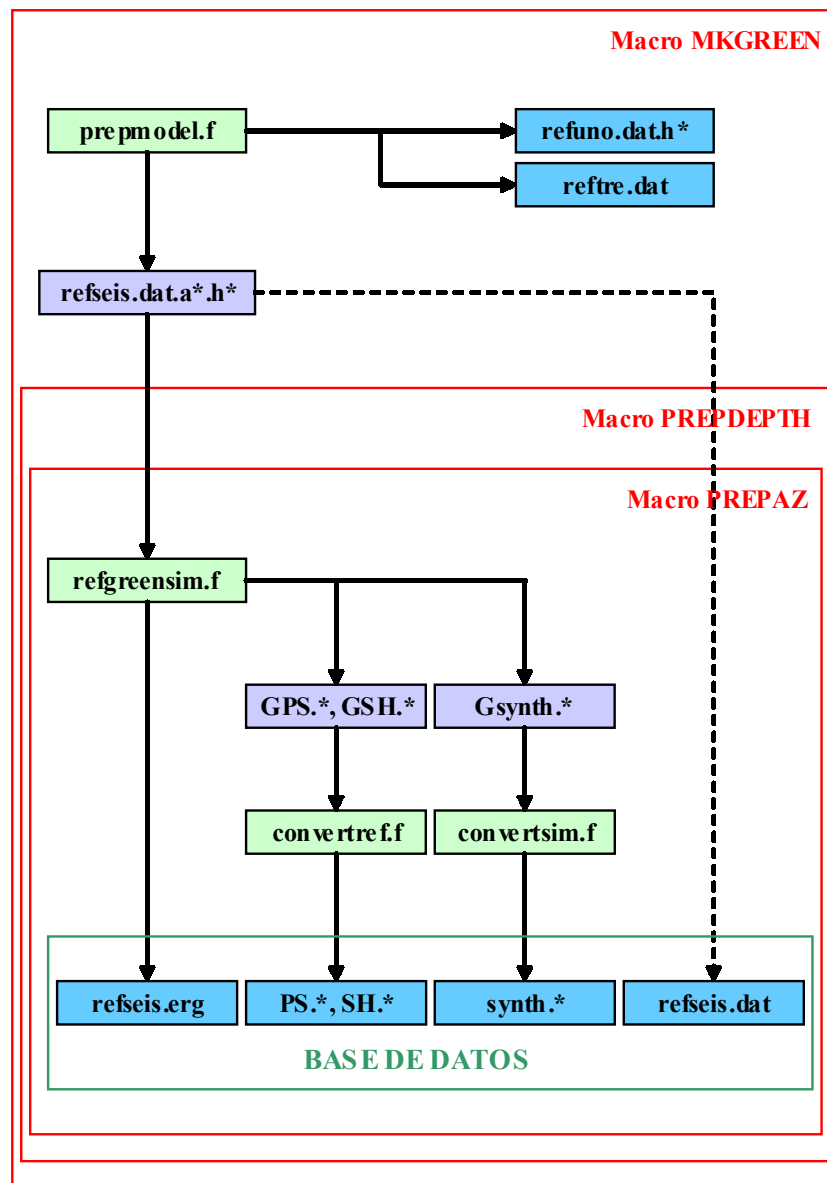
Se han desarrollado un conjunto de algoritmos que permiten generar una nueva base de datos para las funciones de Green. Se considera que, de esta forma, es posible incluir modelos de Tierra posteriores o aplicar este método a otras regiones sismogénicas, en las que el modelo de Tierra es diferente. En definitiva, el proceso no resulta necesariamente ligado a un modelo predeterminado.

Los algoritmos desarrollados tienen como finalidad generar los ficheros descriptivos del modelo para el cálculo de las funciones de Green. Estos ficheros incluyen la información sobre el modelo de Tierra, algunas características de la fuente (momento escalar, duración de la función temporal) y los parámetros de cálculo de las funciones de Green (frecuencia de muestreo, longitud del sismograma, filtrado en frecuencias, etc.). Además describen la disposición de las estaciones teóricas y varían la profundidad de la fuente entre 1 y 30km.

El conjunto de ficheros así determinados sirve para las posteriores ejecuciones del programa *refgreensim* (capítulo 3), que genera las funciones de Green.

La última fase de la elaboración de la base de datos consiste en la creación de una estructura de directorios donde se almacenan ordenadamente las funciones de Green obtenidas.

Esquema del conjunto de algoritmos que permiten generar una nueva base de datos de funciones de Green:



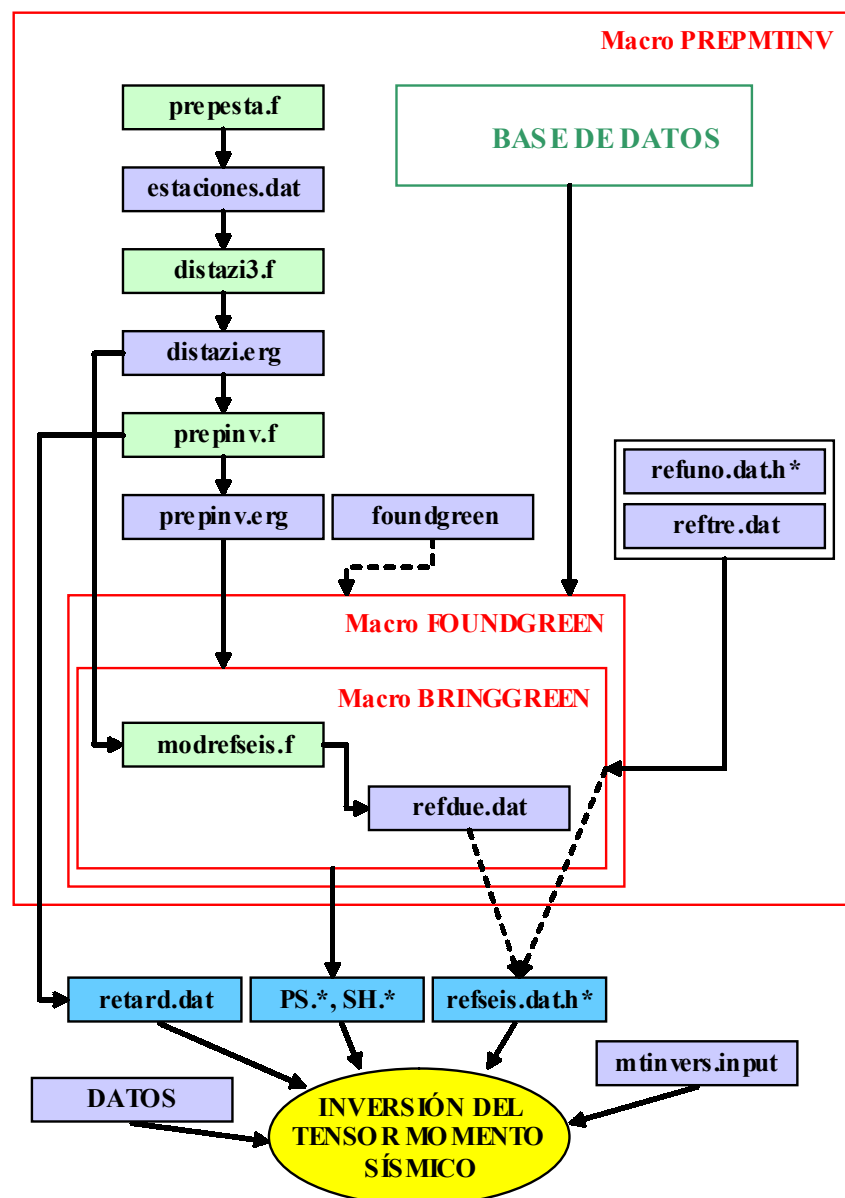
5.5.5 Utilización de la base de datos

Para asegurar un fácil acceso a las bases de datos creadas se ha definido otro conjunto de programas que permite una rápida selección de las funciones de Green necesarias para un nuevo estudio de inversión del tensor momento sísmico.

Básicamente, cuando se quiere estudiar un nuevo sismo utilizando una base de datos es necesario encontrar las funciones de Green que mas aproximan a las de las estaciones sísmicas disponibles para el terremoto.

A partir de la introducción de las coordenadas geográficas del epicentro y de las estaciones sísmicas, se calcula la localización de las estaciones respecto al epicentro (en términos de distancia epicentral y acimut), se definen las estaciones teóricas más próximas a las estaciones reales, se seleccionan las respectivas funciones de Green y se mueven a un área de trabajo ordenada en directorios. Como resultado el usuario tendrá un conjunto de directorios, uno para cada profundidad de la fuente sísmica en el rango relativo a terremotos superficiales, con las oportunas funciones de Green aproximadas. En estos directorios se llevarán a cabo las inversiones del tensor momento sísmico.

Esquema del conjunto de algoritmos que permiten utilizar una base de datos de funciones de Green:



5.5.6 Aplicación al terremoto de Gérgal

Para comprobar el buen funcionamiento del procedimiento de inversión del tensor momento mediante el uso de una base de datos de funciones de Green, se ha aplicado el método descrito al caso del terremoto de Gérgal (párrafo 5.1).

El análisis de las soluciones de la inversión mediante el uso de funciones de Green procedentes de la base de datos y la comparación con los resultados obtenidos anteriormente con el proceso estándar, permite estimar los errores introducidos al utilizar funciones de Green aproximadas.

Se toma como referencia en el estudio del terremoto de Gérgal, mediante el uso combinado de los modelos de Tierra M6 y M10, una función temporal de 0.5s y un rango de profundidades entre 0 y 20km (figuras 5.16 y 5.8).

En la figura 5.51 se muestran los ajustes de las soluciones obtenidas utilizando la base de datos en función de la profundidad de la fuente. Los mejores resultados corresponden a una profundidad de la fuente sísmica de 8-9km, de acuerdo con los resultados obtenidos por el método estándar.

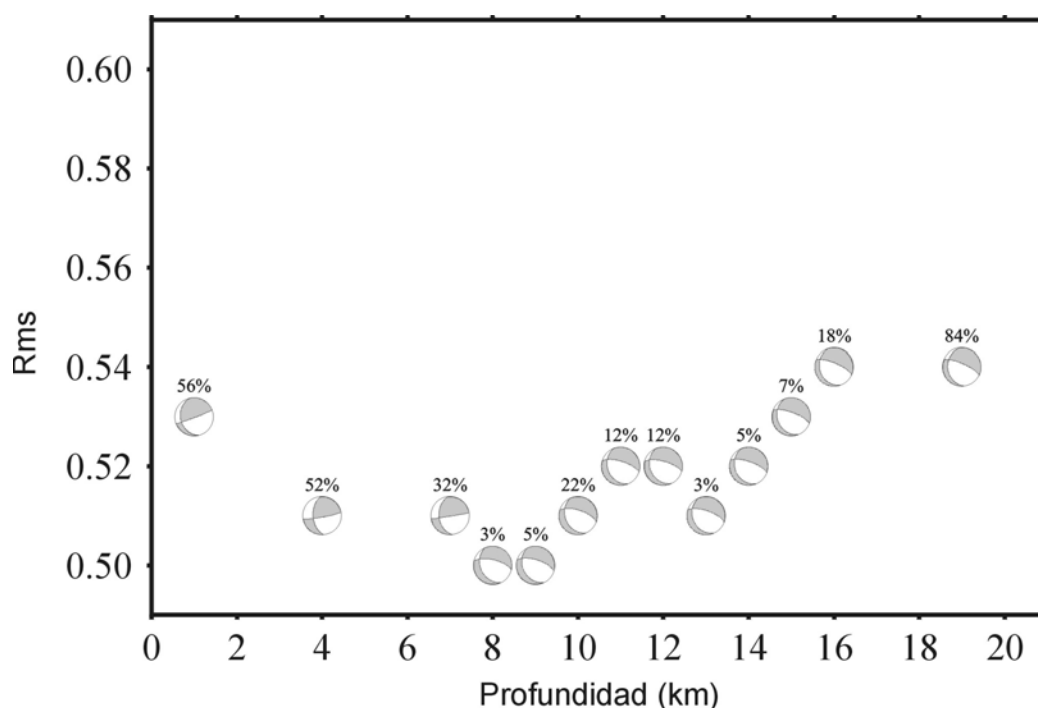


Fig 5.51 Valores del ajuste de las soluciones de la inversión frente a la profundidad. Las funciones de Green corresponden a la base de datos para el modelo de Tierra M6. Se muestran las esferas focales de la componente de doble par y los porcentajes de CLVD.

En la figura 5.52 y tabla 5.23 se comparan los mecanismos focales obtenidos mediante la base de datos con los resultados del párrafo 5.1. Para cada profundidad

(entre 1 y 19km) se muestran dos esferas focales sobrepuestas: los planos focales y los porcentajes de CLVD en rojo se refieren a la inversión mediante base de datos, mientras que los en negro a la solución calculada en el párrafo 5.1 con el procedimiento estándar.

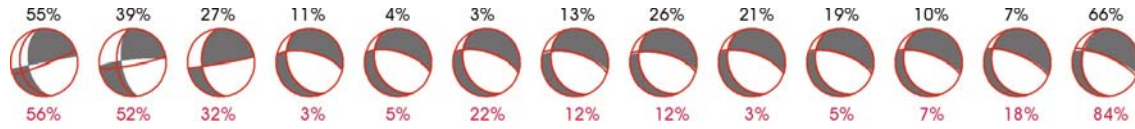


Fig 5.52 Comparación de los resultados de las inversiones: método estándar (negro) o usando la base de datos (rojo).

De la comparación de las dos series de resultados, resalta la estabilidad de las soluciones al utilizar funciones de Green aproximadas, lo que suporta el uso de las bases de datos y muestra como la malla de puntos elegida sea suficientemente densa.

Tab. 5.23 Soluciones obtenidas para el terremoto de Gérgal con el modelo M6, usando el método estándar (negro) y la base de datos (rojo).

H(km)	F. Green: base de datos				F. Green: proceso estándar			
	rms	M ₀	φ, δ, λ	%CLVD	Rms	M ₀	φ, δ, λ	%CLVD
1	0.53	0.68	167,29,9	56	0.54	0.50	169,51,-1	55
4	0.51	0.54	175,51,8	52	0.52	0.50	171,63,-8	39
7	0.51	0.58	173,42,3	32	0.51	0.58	173,43,2	27
8	0.50	0.70	155,36,-44	3	0.50	0.74	152,37,-48	11
9	0.50	0.72	154,34,-48	5	0.50	0.76	152,36,-50	4
10	0.51	0.70	155,34,-48	22	0.51	0.76	156,35,-45	3
11	0.52	0.74	158,32,-44	12	0.51	0.82	158,33,-40	13
12	0.52	0.84	155,31,-45	12	0.51	0.94	156,30,-40	26
13	0.51	0.88	156,31,-47	3	0.51	0.96	156,30,-44	21
14	0.52	0.92	157,29,-46	5	0.51	0.98	156,29,-44	19
15	0.53	0.88	159,28,-45	7	0.52	0.96	157,28,-44	10
16	0.54	0.86	161,26,-45	18	0.53	0.92	158,28,-46	7
19	0.54	0.78	173,27,-34	84	0.53	0.84	176,32,-27	66

En general, la aproximación introducida al utilizar la base de datos se refleja en una variación de los ajustes y del porcentaje de CLVD. Estos dos efectos se observan

para las soluciones obtenidas para todas las profundidades y representan la respuesta del método de inversión al introducir pequeñas variaciones en las funciones de Green.

Por otro lado, el mecanismo asociado al terremoto, descrito por la componente de doble par, se mantiene muy estable. La similitud entre parejas de soluciones es mayor cuando se consideran fuentes sísmicas mas profundas. Esto es coherente con una mayor inestabilidad del método de inversión para fuentes muy superficiales ya observada anteriormente.

5.5.7 Desarrollos futuros

Una propuesta para el desarrollo futuro de esta metodología, con la idea de hacerla aún más rápida y sencilla, está relacionada con la automatización del proceso de selección de las ventanas de datos a invertir.

En el estudio presentado, la selección de las ventanas de datos, sea relativa a los registros observados que a las funciones de Green teóricas, se lleva a cabo manualmente, comprobando que se incluyan las fases de las ondas sísmicas a estudiar.

Este proceso pudiera automatizarse, a condición de que se utilicen siempre las mismas llegadas. Sería posible, por ejemplo, en los casos propuestos en este capítulo, que han utilizado solo las componentes verticales y radiales de las ondas P y transversales de las ondas S.

Pueden utilizarse los algoritmos *statime* y *shtime*, descritos en detalle en el apéndice D, para el cálculo de los tiempos de llegada de las principales ondas internas, para un modelo de Tierra estratificado horizontalmente. Del análisis los tiempos de llegada, se deduce rápidamente el tiempo asociado a la primera onda interna que alcanza una determinada estación y se puede definir la ventana de tiempo mas apropiada. Procediendo de esta forma se consigue determinar automáticamente las ventanas a usar para las funciones de Green.

En cuanto a la selección de la ventana de los desplazamientos observados, se considera conveniente su selección manual. Esta elección se debe por un lado a la dificultad de definir un método de selección automática para estos datos y por otro lado a la relativa rapidez de la selección manual de la ventana durante la fase de preparación de los datos observados previa a la inversión.

5.6 Conclusiones

La metodología de inversión desarrollada se ha aplicado con éxito a datos sísmicos relativos a terremotos superficiales en España. La aplicación a terremotos observados, mediante la utilización de registros sísmicos de banda ancha a distancias regionales, constituye el paso conclusivo del estudio llevado a cabo sobre la inversión del tensor momento sísmico.

El análisis de los resultados obtenidos puede resumirse en las siguientes conclusiones de carácter general sobre la aplicación del método de inversión a datos observados:

- La aplicación a los terremotos seleccionados ha puesto de manifiesto las complicaciones que se presentan cuando se ajustan **datos observados** en lugar de desplazamientos sintéticos. Las imprecisiones de los modelos de Tierra utilizados y la presencia de ruido sísmico en los datos complican la inversión del tensor momento sísmico y requieren un atento análisis de las soluciones obtenida.

Entre los efectos que se han observado, está la determinación de distintas posibles familias de soluciones, lo que dificulta la identificación de la solución correcta (terremoto de Gérgal).

En otras circunstancias, las soluciones han mostrado ambigüedades con respecto a la determinación de la profundidad, cuando las curvas de ajuste no se caracterizaban para un único punto de mínimo (Alborán).

- Es necesario definir una **estrategia** para elegir la solución mas apropiada, entre las posibles soluciones obtenidas con la inversión. El número de terremotos estudiados no es suficiente para definir un método general que permita distinguir la solución mejor en caso de ambigüedades, pero se han identificado algunos parámetros que pueden ayudar en solucionar estas incertidumbres. También se han determinado algunas posibles causas que se reflejan en la determinación de soluciones anómalas.

En primer lugar, la resolución de un conjunto de inversiones para distintos valores de profundidad permite identificar familias de soluciones, es decir

soluciones con mecanismos focales parecidos que se determinan para distintos valores de profundidad. Esta metodología ayuda a definir la solución mejor, en correspondencia del punto de mínimo en la curva de los ajustes.

En el caso de presentarse una multiplicidad de soluciones posibles que muestran ajustes comparables, el porcentaje de CLVD resulta un parámetro útil para la definición de la solución mejor, esperando que este valor sea relativamente bajo. La comparación con las polaridades observadas constituye otro método para comprobar la calidad de la solución.

- La inversión resulta especialmente sensible a la selección del **modelo de Tierra**. El desconocimiento de un modelo cortical apropiado resulta en la determinación de soluciones incorrectas, incapaces de explicar las características de los desplazamientos observados.

En caso de disponer de modelos distintos para una misma región, es conveniente llevar a cabo distintas inversiones para cada uno de ellos (Gérgal).

- Otra situación crítica, por la misma razón, es el estudio en regiones que presentan **heterogeneidades laterales** en la estructura de la corteza, ya que los modelos de Tierra utilizados en el método de reflectividad no pueden describirlas. Cuando la radiación sísmica recorre regiones distintas entre la fuente y la estación, se han obtenido soluciones mejores al utilizar un modelo de Tierra relativo a la región focal (Alborán).

- Los problemas relacionados con la **profundidad** de la fuente se resuelven generalmente al llevar a cabo un conjunto de inversiones, variando progresivamente este parámetro. Esta metodología define en muchos casos la profundidad de la fuente, en correspondencia de la solución de mejor ajuste.

En algunas situaciones no se ha podido identificar un único punto de mínimo (Alborán), o el ajuste ha resultado constante a lo largo de un determinado intervalo de profundidades (Ripollés). En estas circunstancias es útil comparar las soluciones obtenidas, considerando varios posibles indicadores de la calidad de la solución (ajuste, %CLVD, ajuste de las polaridades, comparación con resultados de otros métodos).

- Anomalías en la estimación del **momento escalar** determinado, pueden deberse a errores en la definición del modelo de Tierra o de la fuente.

Por lo que se refiere al modelo de Tierra, la selección de valores erróneos de los coeficientes de atenuación o de la densidad pueden determinar malas estimaciones del momento escalar. Por otro lado, en referencia a la definición de la fuente sísmica, un parámetro importante en este sentido es la longitud de la función temporal.

- Los efectos de una reducida **cobertura acimutal** se han estudiado sobre todo en el caso del terremoto de Alborán. Al disponer de un modelo de Tierra adecuado, ha resultado posible determinar una solución correcta también cuando no se disponía de datos para todos los cuadrantes de la esfera focal. Esta conclusión resulta en acuerdo con lo que se había observado en las pruebas teóricas.
- La aplicación del método de inversión al caso de **terremotos de menor magnitud** (Ripollés 1) ha mostrado resultados satisfactorios, pudiendo determinar soluciones de buena calidad.
- Se han identificado dos **bandas de frecuencias**, aconsejables para la inversión de terremotos de diferentes magnitudes: entre 0.1 y 2Hz para terremotos con momentos escalares del orden de 10^{16} Nm (Gérgal y Alborán), entre 0.5 y 4Hz para momentos escalares del orden de 10^{14} - 10^{15} Nm (Ripollés 1 y 2).
Sin embargo, el número de terremotos estudiados no es suficientemente elevado como para asegurar que la selección de los rangos de frecuencias tengan una validez general y recomienda poner especial cuidado en la definición de los extremos del intervalo de frecuencias.
- Se ha comprobado la importancia de efectuar un **análisis espectral** de los registros utilizados, para dar una estimación aproximada del momento escalar y de la frecuencia esquina. El primer resultado es útil para comprobar la calidad de los resultados en términos de la estimación de M_0 . El segundo es útil para definir oportunamente el intervalo de frecuencias.

- Se ha descrito con detalle la metodología para producir y utilizar una **base de datos de funciones de Green**. Las ventajas de este método residen en la gran reducción del tiempo de cálculo de las funciones de Green y en la introducción de procesos automáticos que requieren una menor dedicación a esta parte del proceso.

La aplicación al estudio del terremoto de Górgal ha mostrado como las aproximaciones introducidas son poco relevantes y el método de inversión de espectros de amplitudes consigue determinar las soluciones esperadas.

A la luz de estas consideraciones, y teniendo en cuenta que el espacio necesario para almacenar una base de datos no es excesivo para los equipos informáticos disponibles actualmente, se concluye que su uso constituye una mejora del método de inversión propuesto.

Se propone un posible futuro desarrollo de la metodología, mediante la automatización del proceso de selección de las ventanas de datos a invertir.

En cuanto a los resultados de la aplicación del proceso de inversión a los terremotos de España, se concluye lo siguiente:

- El estudio del terremoto de **Górgal** ha resultado el más complicado, debido a la dificultad de modelar oportunamente la estructura de la corteza en la región Bética.

Se han utilizado modelos de Tierra distintos obteniendo la solución mejor en referencia el modelo M6 (Dañobeitia et al., 1998). La modelación de heterogeneidades laterales asociadas a la región del mar de Alborán, mediante el uso de modelos de corteza diferentes según la localización de las estaciones (M6-10), no ha producido una mejora de los resultados.

Los resultados resultan ambiguos, sobre todo debido a la determinación de múltiples soluciones: en particular, se distinguen dos familias de soluciones, caracterizadas por un mejor ajuste y altos porcentajes de CLVD, o por peores ajustes y mecanismos focales próximos al modelo de doble par.

Se ha elegido como mejor solución la que se ha determinado con el modelo M6 y que muestra una componente menor del porcentaje de CLVD (3%): prevé un mecanismo focal de falla normal ($\phi=150^\circ$, $\delta=37^\circ$, $\lambda=-51^\circ$). La fuente sísmica está situada a 9km de profundidad, de acuerdo con los resultados de localización del

IGN, y en el rango de valores obtenidos por otros estudios de inversión. El porcentaje de acierto de las polaridades para esta solución no es muy elevado (75%).

La mejor solución corresponde a una función temporal de 0.8s de duración. El momento sísmico escalar resulta igual a $0.86 \times 10^{16} \text{Nm}$, lo que corresponde a una magnitud $M_w=4.6$.

- El estudio del terremoto de **Alborán** ha permitido comprobar la funcionalidad del método desarrollado en el caso de una peor cobertura acimutal.

Se han utilizado funciones de Green del modelo M10 para todas las estaciones. La solución óptima se determina para la profundidad de 7km y una STF de 1.0s de duración, y corresponde a un mecanismo focal de falla inversa con componente de desgarre ($\phi=70^\circ$, $\delta=57^\circ$, $\lambda=-12^\circ$). El porcentaje de CLVD es del 9%. El momento escalar determinado, de $2.61 \times 10^{16} \text{Nm}$ ($M_w=4.9$), es coherente con la estimación del análisis espectral y con los resultados de los demás estudios de inversión.

El mecanismo focal obtenido explica la mayoría de las polaridades observadas, en 11 de las 12 estaciones utilizadas. El mecanismo focal de desgarre es también coherente con los propuestos por los demás estudios de inversión.

- El **terremoto del Ripollés (26/2/2003)**, caracterizado por ser el de menor magnitud, muestra como el método de inversión propuesto es capaz de determinar correctamente el tensor momento sísmico en el caso de terremotos pequeños. La solución mejor se obtiene para una profundidad de 7km y una STF de 0.5s de duración. La solución muestra un mecanismo focal de falla inversa con componente de desgarre ($\phi=57^\circ$, $\delta=44^\circ$, $\lambda=34^\circ$) y un porcentaje pequeño de CLVD (1%). El momento escalar estimado es de $0.85 \times 10^{14} \text{Nm}$ ($M_w=3.3$).

No disponiendo de soluciones calculadas con otros métodos de inversión, se ha comprobado que la solución obtenida ajusta la totalidad de las polaridades observadas en las 10 estaciones sísmicas que se han considerado.

- El **terremoto del Ripollés (21/9/2004)** muestra un mecanismo focal diferente. Se trata de un mecanismo de falla vertical ($\phi=15^\circ$, $\delta=9^\circ$, $\lambda=-57^\circ$) con una componente del CLVD del 41%. El alto valor del porcentaje de CLVD se ha

relacionado con la dificultad del método de inversión de resolver en el caso de fuentes muy superficiales.

Para este terremoto se ha determinado una profundidad de 4km. Se ha utilizado, coherentemente con las funciones temporales utilizadas para las demás inversiones, una STF de 0.5s de duración. El momento escalar determinado, en acuerdo con la estimación que se ha obtenido a partir del análisis espectral de los registros, ha sido de $0.93 \times 10^{15} \text{Nm}$ ($M_w=4.0$).

El porcentaje de acierto en polaridades es del 86%.

6. Conclusiones

Del estudio realizado pueden extraerse una serie de conclusiones que corresponden tanto a la metodología utilizada como al proceso de inversión y su aplicación a terremotos de España. Estas conclusiones pueden resumirse de la siguiente manera.

1. Problema directo

- Las características de las funciones de Green y de los desplazamientos teóricos están determinadas por el **modelo de Tierra** considerado. Su complejidad aumenta al introducir modelos complejos con distintas capas, en consecuencia de la presencia de un creciente número de reflexiones y refracciones.
- La **profundidad de la fuente** también influye sobre las características de los desplazamientos teóricos, tanto en la amplitud relativa de las distintas llegadas como en el contenido en frecuencia. En general, para fuentes más próximas a la superficie

aumentan las amplitudes de las ondas superficiales, con respecto a las de las ondas internas. En estas circunstancias también aumentan las frecuencias asociadas a las ondas superficiales.

- La variación del **mecanismo focal** considerado produce cambios solo en las amplitudes de las distintas fases. Esto es consecuencia del hecho que las informaciones relacionadas a los tiempos de llegada de las distintas fases y al contenido en frecuencias se almacenan en las funciones de Green y no dependen del mecanismo focal.

2. Problema inverso

- El conjunto de las pruebas de inversión muestra la importancia de definir con precisión el **modelo de Tierra y la profundidad de la fuente sísmica**. La combinación de errores en la definición de estos dos parámetros puede empeorar drásticamente la calidad de la solución de la inversión.
- Respecto al **modelo de Tierra**, la introducción de errores en el modelo cortical genera anomalías en el mecanismo focal determinado en la inversión: errores en la definición de los planos asociados a la componente de doble par, aumento del porcentaje de CLVD, estimación incorrecta del momento escalar.
- En referencia a la **profundidad de la fuente**, se presentan situaciones especialmente críticas para fuentes próximas a la superficie o pertenecientes a capas distintas del modelo de Tierra. Los errores en la definición de la profundidad de la fuente implican un peor ajuste a los datos observados, componentes excesivas del término de CLVD o errores en la definición de los planos de falla asociados a la componente de doble par. Porcentajes excesivos de CLVD pueden observarse también en el caso de fuentes muy superficiales.
- La errónea definición de la **duración de la función temporal** de la fuente no produce variaciones en el mecanismo focal determinado, ni en relación a los ángulos de falla, ni en relación al porcentaje de CLVD. Como consecuencia de la variación de este parámetro se observan cambios en la estimación del momento escalar, y en

consecuencia, de la magnitud del terremoto. En particular, el momento escalar estimado va aumentando, conforme aumenta la longitud de la STF.

- La reducción progresiva de la **cobertura acimutal** del epicentro muestra como este factor no perjudica mucho la determinación del tensor momento sísmico: el mecanismo focal se mantiene estable al reducir el número de estaciones utilizadas hasta un 50% de la configuración inicial. Sin embargo, el uso de unos modelos erróneos de Tierra y deficiente cobertura azimutal introduce errores en el proceso de inversión.
- La comparación de las inversiones en **dominio de tiempo y de frecuencia** muestra que al introducir un desfase temporal variable entre datos y funciones de Green teóricas, la mayor estabilidad del método de inversión es en dominio de frecuencias y aconseja su utilización en el caso de estudios con datos observados.

3. Aplicación a terremotos de la Península Ibérica

- El estudio del terremoto de **Gérgal** (4/2/2002) ha resultado el mas complicado, debido a los problemas de modelado de la corteza en la región Bética, lo que ha requerido la comparación de modelos de Tierra distintos.

La mejor solución, correspondiente a un mecanismo de falla normal definido por los ángulos $\varphi=150^\circ$, $\delta=37^\circ$, $\lambda=-51^\circ$ con CLVD=3%, se obtiene con el modelo M6, $h=9\text{km}$ y STF=0.8s. El valor de M_0 es igual a $0.86 \times 10^{16}\text{Nm}$, lo que corresponde a $M_w=4.6$.

El valor de la profundidad está de acuerdo con la obtenida por el IGN. La solución obtenida presenta polaridades incorrectas en ELUQ y EMAL.

Las dificultades en determinar una buena solución y la comparecencia de distintas familias de soluciones se han relacionado en este caso con la extrema dificultad de modelar la estructura cortical de esta región mediante un modelo de Tierra en capas horizontales.

- En el caso del terremoto de **Alborán** (19/2/2003) la solución corresponde a un mecanismo focal de falla normal con componente de desgarre ($\varphi=70^\circ$, $\delta=57^\circ$, $\lambda=-12^\circ$) y un porcentaje de CLVD del 9%. El momento escalar es igual a $2.61 \times 10^{16}\text{Nm}$ ($M_w=4.9$).

Esta solución se ha obtenido calculando las funciones de Green con el modelo M10, una profundidad de 3km y una función temporal de 1.0s de duración.

El mecanismo focal, el momento sísmico escalar y la profundidad están de acuerdo con los obtenidos por otros autores y se ajustan la mayoría de las polaridades observadas, en 11 de las 12 estaciones.

- El **terremoto del Ripollés** (26/2/2003) muestra como el método de inversión propuesto sea capaz de determinar correctamente el tensor momento sísmico en el caso de terremotos pequeños.

La mejor solución se obtiene con el modelo M11. Los resultados obtenidos corresponden a una profundidad de 7km, una función temporal de 0.5s de duración y un mecanismo de falla normal con componente de desgarre ($\varphi=57^\circ$, $\delta=44^\circ$, $\lambda=34^\circ$) y un porcentaje pequeño de CLVD (1%). El momento escalar estimado es de $0.85 \times 10^{14} \text{Nm}$ ($M_w=3.3$).

Esta solución ajusta la totalidad de las polaridades observadas en las 10 estaciones sísmicas que se han considerado.

- En la inversión del **terremoto del Ripollés** (21/9/2004) se ha obtenido un mecanismo focal diferente al terremoto anterior: un mecanismo de falla vertical ($\varphi=15^\circ$, $\delta=9^\circ$, $\lambda=-57^\circ$) con una elevada componente de CLVD (41%).

Se ha utilizando el modelo M11, una profundidad de 4km y una STF de 0.5s de duración. El momento escalar se ha estimado en $0.93 \times 10^{15} \text{Nm}$ ($M_w=4.0$), valor que resulta en acuerdo con la estimación que se ha obtenido a partir del análisis espectral de los registros.

La solución determinada ajusta las polaridades en 9 de las estaciones utilizadas, mientras resulta errónea en 2 estaciones próximas a la línea nodal.

El alto valor del porcentaje de no doble par se ha relacionado con la dificultad del método de inversión en resolver correctamente las componentes del tensor momento sísmico en el caso de fuentes muy superficiales.

4. Base de datos de funciones de Green.

- El poder disponer de una **base de datos de funciones de Green** implica una reducción importante de los tiempos de cálculo necesarios para llevar a cabo un estudio de inversión, sin requerir espacios de memorias excesivos. Se estima que el espacio necesario para almacenar una base de datos para el estudio de terremotos superficiales a distancias regionales es de 1.4GB.
- La utilización de la base de datos en el estudio de inversión de un terremoto observado, el de Gérgal, muestra como la **solución de la inversión con funciones de Green aproximadas** es coherente con la que se obtiene con el método estandar.
- La preparación de bases de datos de funciones de Green constituye un primer paso en dirección de la automatización del proceso de inversión. Se han individuado otras **posibles mejoras**, cuya futura implementación haría más fácil y rápido el proceso de inversión.

Apéndice A

En el capítulo 2 se hace referencia al método de reflectividad (Müller, 1985) para la determinación de funciones de Green teóricas y sismogramas elementales. En conclusión del párrafo 2.3, dedicado a la presentación de este método, se llega a las ecuaciones (2.30) que se presentan a continuación:

$$U_r^{\text{ff}} = \frac{\omega^2}{2\pi\rho_m} \sum_{i=1..3} k_i \int_0^\infty J_i U T^+ V_i du, \quad (\text{A.1a})$$

$$U_z^{\text{ff}} = \frac{\omega^2}{2\pi\rho_m} \sum_{i=1..3} k_i \int_0^\infty J_i U T^+ V_i du, \quad (\text{A.1b})$$

$$U_t^{\text{ff}} = \frac{\omega^2}{2\pi\rho_m} \sum_{i=1..2} \lambda_i \int_0^\infty J_i u t^+ v_i du, \quad (\text{A.1c})$$

Estas ecuaciones expresan las tres componentes (radial, vertical y transversal respectivamente) del campo de desplazamientos en dominio de frecuencias, en aproximación de campo lejano. Todos estos términos se obtienen como suma de los productos entre unos coeficientes k_i (λ_i en el caso de la componente transversal) y unos términos más complejos.

Los coeficientes k_i y λ_i dependen del acimut de la estación y de las componentes del tensor momento sísmico. Los otros términos que aparecen en las ecuaciones A.1 tienen en cuenta la propagación de las ondas en el medio, entre fuente y estación. Su formulación sigue la definición de sismograma elemental, presentada en el capítulo 2. A continuación se describen detalladamente los términos que comparecen en las

ecuaciones. Se recuerda que los términos que comparecen en las integrales de las ecuaciones A.1a y A.1b son matrices, siendo escalares en la ecuación A.1c.

ρ_m : es el valor de la densidad de la capa horizontal en la que se encuentra la fuente sísmica;

$\omega=2\pi f$;

k_i y λ_i : son términos dependientes del acimut y de la derivada temporal de las componentes del tensor momento sísmico. Su forma explícita se deduce comparando las ecuaciones A.1 con las 2.29:

$$k_1 = \left(m_1 \cdot \frac{1}{2} \cos^2 \varphi + m_2 \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi + m_3 \cdot \frac{1}{2} \sin^2 \varphi \right) \quad (A.2a)$$

$$k_2 = m_4 \cdot \cos \varphi + m_5 \cdot \sin \varphi \quad (A.2b)$$

$$k_3 = \frac{1}{2} m_6 \quad (A.2c)$$

$$\lambda_1 = m_1 \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi - m_2 \cdot \cos 2\varphi - m_3 \cdot \frac{1}{2} \sin 2\varphi \quad (A.2d)$$

$$\lambda_2 = m_4 \cdot \sin \varphi - m_5 \cdot \cos \varphi \quad (A.2e)$$

J_i y j_i : son funciones o matrices que dependen de las funciones de Bessel J_i^* (r es la distancia epicentral e i la unidad compleja):

$$J_1 = J_2 = \begin{bmatrix} -J_1^*(uwr) & 0 \\ 0 & iJ_0^*(uwr) \end{bmatrix} \quad (A.3a)$$

$$j_1 = J_1^*(uwr) \quad (A.3b)$$

$$j_2 = -J_0^*(uwr) \quad (A.3c)$$

u : son las lentitudes, definidas en el capítulo 2;

U : dependen de las lentitudes (u), de las velocidades de las ondas P (α_i) y de las velocidades de las ondas S (β_i):

$$U = \begin{bmatrix} u & (\beta_0^{-2} - u^2)^{1/2} \\ (\alpha_0^{-2} - u^2)^{1/2} & -u \end{bmatrix} \quad (A.4)$$

T^+ y t^+ : son relacionados con la transmisividad del modelo de Tierra en las capas superiores a la profundidad de la fuente. T^+ es una matriz, mientras que t^+ es escalar.

V_i y v_i : definidos por Müller (1985) respectivamente como matrices y escalares de amplitudes, dependen de la reflectividad de las capas superiores e inferiores a la profundidad de la fuente y de las amplitudes de los desplazamientos en la región focal:

$$V_i = (I - R^- R^+)^{-1} \cdot (S_i^u + R^- S_i^d) \quad (A.5a)$$

$$v_i = (1 - r^- r^+)^{-1} \cdot (s_i^u + r^- s_i^d) \quad (A.5b)$$

En las ecuaciones anteriores aparecen nuevos términos que se describen a continuación:

R^+ y r^+ : son relacionados con la reflectividad del modelo de Tierra en las capas superiores a la profundidad de la fuente. R^+ es una matriz, mientras que r^+ es escalar.

R^- y r^- : son relacionados con la reflectividad del modelo de Tierra en las capas inferiores a la profundidad de la fuente. R^- es una matriz, mientras que r^- es escalar.

S^u, S^d, s^u, s^d : dependen de muchos factores y son definidos (Müller, 1985) como amplitudes en la fuente sísmica:

$$S_1^u = \begin{pmatrix} \frac{i u^3}{e_\alpha (\alpha_m^{-2} - u^2)^{1/2}} \\ i u^2 e_\beta^{-1} \end{pmatrix} \quad (A.6a)$$

$$S_2^u = \begin{pmatrix} \frac{i u (\alpha_m^{-2} - u^2)^{1/2}}{e_\alpha} \\ -i u^2 e_\beta^{-1} \end{pmatrix} \quad (A.6b)$$

$$S_3^u = \begin{pmatrix} -u^2 e_\alpha^{-1} \\ (2u^2 - \beta_m^{-2}) \frac{u}{2e_\beta (\beta_m^{-2} - u^2)^{1/2}} \end{pmatrix} \quad (A.6c)$$

$$S_1^d = \begin{pmatrix} \frac{i u^3}{e_\alpha (\alpha_m^{-2} - u^2)^{1/2}} \\ i u^2 e_\beta^{-1} \end{pmatrix} \quad (A.6d)$$

$$S_2^d = \begin{pmatrix} i u (\alpha_m^{-2} - u^2)^{1/2} e_\alpha \\ i u^2 e_\beta \end{pmatrix} \quad (A.6e)$$

$$S_3^d = \begin{pmatrix} u^2 e_\alpha \\ (2u^2 - \beta_m^{-2}) \frac{u e_\beta}{2(\beta_m^{-2} - u^2)^{1/2}} \end{pmatrix} \quad (A.6f)$$

$$s_1^u = \frac{i u}{2\beta_m^2 (\beta_m^{-2} - u^2)^{1/2} e_\beta} \quad (A.6g)$$

$$s_2^u = \frac{-1}{2\beta_m^2 e_\beta} \quad (A.6h)$$

$$s_1^d = \frac{i u e_\beta}{2\beta_m^2 (\beta_m^{-2} - u^2)^{1/2}} \quad (A.6i)$$

$$s_2^d = \frac{e_\beta}{2\beta_m^2} \quad (A.6j)$$

siendo el subíndice m relacionado con la capa donde se encuentra la fuente sísmica, mientras e_α y e_β son definidos como:

$$e_\alpha = \exp\left[(\alpha_m^{-2} - u^2)^{1/2} (z - z_m)\right] \quad (A.7a)$$

$$e_\beta = \exp\left[(\beta_m^{-2} - u^2)^{1/2} (z - z_m)\right]. \quad (A.7b)$$

Apéndice B

En el capítulo 3 se ha presentado el algoritmo *refgreensim* que genera las funciones de Green para un determinado modelo de Tierra.

Como se ha mostrado en el esquema de este algoritmo, la información relativa al modelo de Tierra se almacena en un fichero de texto llamado *simgreen.dat*. Un ejemplo de este fichero, relativo a un modelo de Tierra particularmente sencillo (figura 3.5), se ha mostrado en el mismo capítulo.

Por otro lado, el código *refgreensim*, produce un fichero de salida, llamado *simgreen.erg*, que tiene constancia del modelo utilizado para el cálculo de las funciones de Green.

Un ejemplo de este fichero, relativo al mismo modelo de Tierra de la figura 3.5 se muestra a continuación.

Esquema del fichero *simgreen.erg*:

```
*** SEISMOGRAM INFO *****
TEST
Seismogramtype: Velocity
Reduction par:  Vred= 10000.0      Tre=  0.00      Tli=  0.00

*** EARTH MODEL *****
  Layer Depth[km] Thick[km] Alpha[km/s] Beta[km/s] Rho[g/ccm] Q-alpha  Q-beta
    0    0.0000    0.0000    1.0000    0.0001    1.0000    1000    500
    1    0.0000    30.0000    6.0000    3.4600    2.7000    1000    500
    2    30.0000   100.0000    8.0000    4.6200    3.3000    1000    500

*** SOURCE MODEL ***** MOMENT TENSOR ****
Depth[km] : 10.0000          Mxx=  0.000
in Layer   : 1              Myy=  0.000
Sc.Mom. M0[dyn*cm]: 0.1000E+25      Mzz=  0.000
STF type: Velocity          Mxy= -1.000
Origin time[s]:  0.0000        Mxz=  0.000
STF Length[s] :  0.5000        Myz=  0.000

*** STATION MODEL *****
Station      Distance[km]  Azimut[Grad]
    1          140.0000      10.0000
    2           60.0000      55.0000
    3          100.0000     100.0000
    4          140.0000     145.0000
    5          100.0000     190.0000
    6          180.0000     235.0000
    7          140.0000     280.0000
    8          100.0000     325.0000

*** SLOWNESSES DATA *****
umin[s/km]  uwil[s/km]  uwir[s/km]  umax[s/km]
  0.001000  0.001000   0.399900   0.500000
Number of slownesses in [umin,umax] Nu: 2000

*** FREQUENCY DATA *****
fmin[Hz]  fwil[Hz]  fwir[Hz]  fmax[Hz]
  0.00000  0.00000  14.89258  14.94141
Number of frequencies in [fmin,fmax] Nf : 1225
Number of frequencies in [fwil,fwir] Nff: 1221

*** SEISMOGRAM DATA *****
Seismogram length SL:  2048      Nyquist freq.  Fny[Hz] : 12.50000
Time-sampling Dt[s]:  0.04000    Frequency sampl. Df[Hz] :  0.01221
Time-Length TL[s] :  81.96000    Frequency len. FL[Hz]   :  25.00000

Time calc.[s]=  0.00
```

Apéndice C

En el capítulo 3 se ha mostrado como varían los desplazamientos teóricos al variar del modelo de Tierra y de la profundidad.

En particular, la figura 3.20 muestra las tres componentes del desplazamiento en una hipotética estación ST1, localizada a una distancia epicentral de 140km y con acimut 190° , al considerar cuatro posibles modelos de Tierra, indicados como M1, M2, M3 y M4 (figura 3.16). Los desplazamientos corresponden a un mecanismo focal de desgarre, indicado como SS, y asociado a un puro doble par. Sus características son indicadas en la tabla 3.4.

A continuación, en las figuras C.1 y C.2, se integran los resultados propuestos con los desplazamientos que se obtienen con otros dos mecanismos focales. La figura C.1 corresponde a una falla inversa (mecanismo R en la tabla 3.2), mientras que la figura C.2 corresponde a una falla vertical (mecanismo V en la tabla 3.2). No se incluye el estudio para la falla normal utilizada en las pruebas teóricas del capítulo 3, puesto que los desplazamientos son análogos a los que se muestran en la figura C.1, pero cambiados de signo.

De forma análoga, las figuras C.3 y C.4 muestran el efecto sobre los desplazamientos teóricos de la variación de profundidad de la fuente entre 3 y 21km, que se ha mostrado en la figura 3.21 en referencia a un mecanismo de desgarre (SS). La figura C.3 corresponde a un mecanismo focal inverso (R) y la figura C.4 a un mecanismo focal vertical (V).

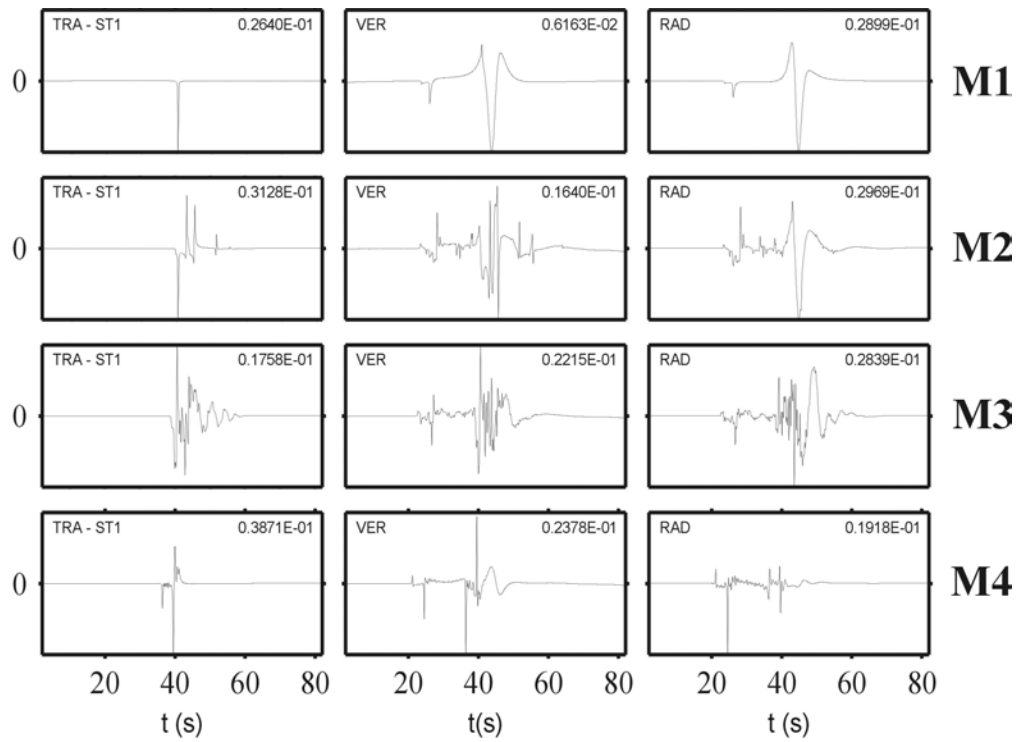


Fig. C.1 Componente transversal (izquierda), vertical (centro) y radial (derecha) de los desplazamientos sintéticos normalizados para la estación ST1. Se han obtenido para un mecanismo focal R, con porcentaje de CLVD nulo. La profundidad de la fuente es de 10km. Los modelos de Tierra utilizados son, respectivamente de arriba hacia abajo, los modelos M1, M2, M3 y M4.

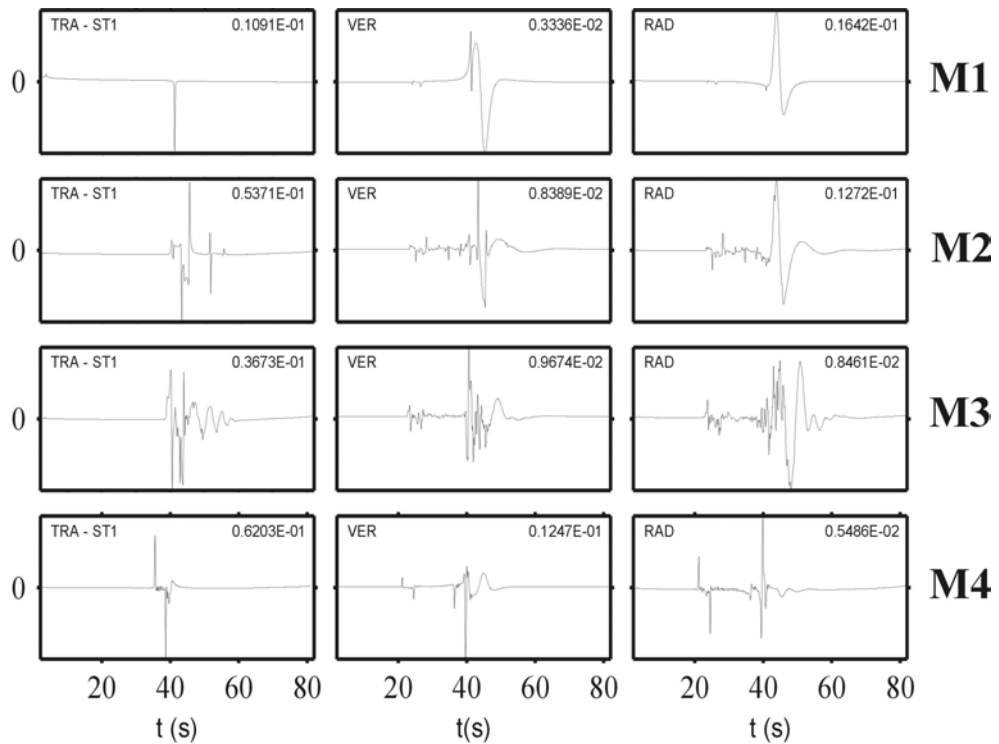


Fig. C.2 Componente transversal (izquierda), vertical (centro) y radial (derecha) de los desplazamientos sintéticos normalizados para la estación ST1. Se han obtenido para un mecanismo focal V, con porcentaje de CLVD nulo. La profundidad de la fuente es de 10km. Los modelos de Tierra utilizados son, respectivamente de arriba hacia abajo, los modelos M1, M2, M3 y M4.

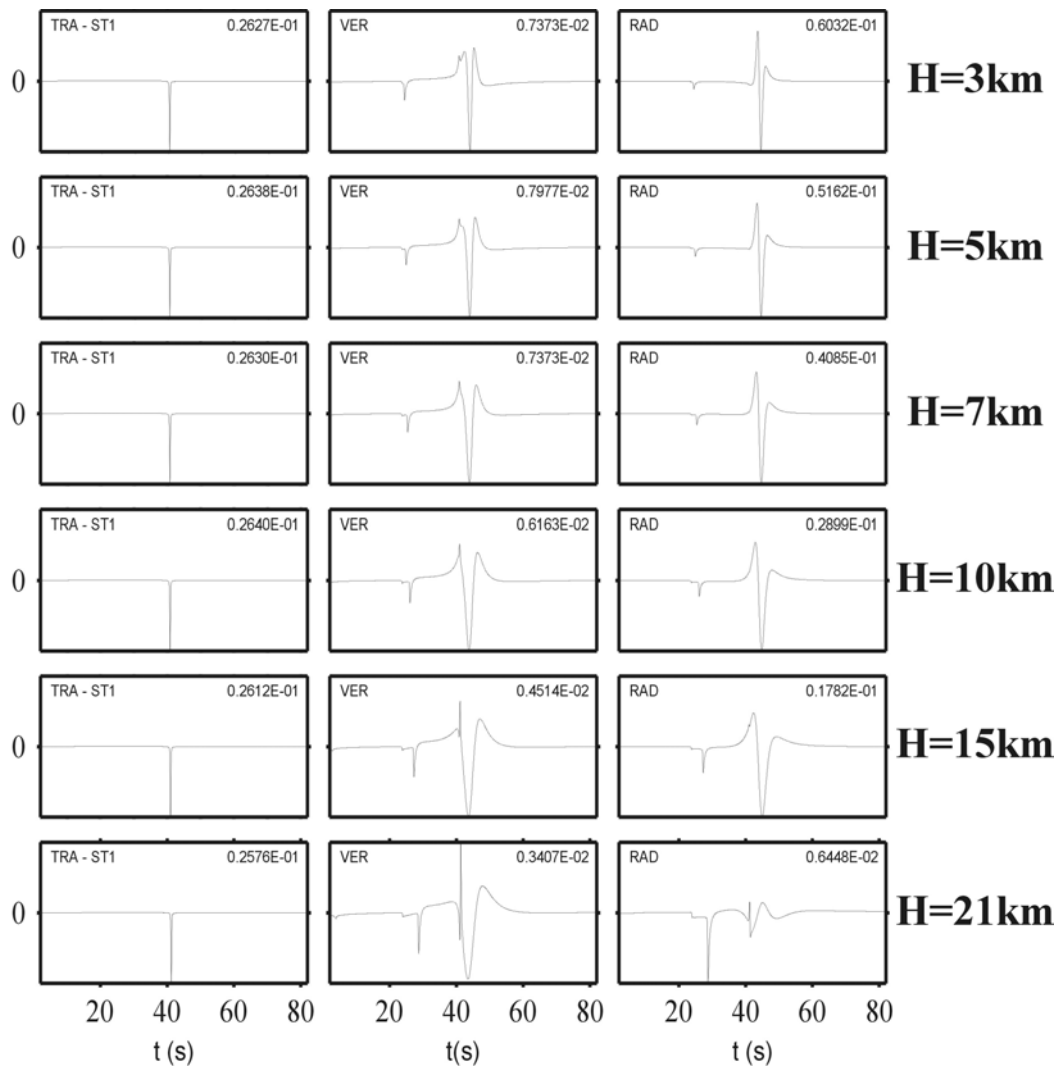


Fig. C.3 Componente transversal (izquierda), vertical (centro) y radial (derecha) de los desplazamientos sintéticos normalizados para la estación ST1. Se han obtenido para un mecanismo focal R, con porcentaje de CLVD nulo. La profundidad de la fuente es de 10km. El modelo de Tierra utilizado es el M1. La profundidad de la fuente es, respectivamente de arriba hacia abajo, de 3, 5, 7, 10, 15 y 22km.

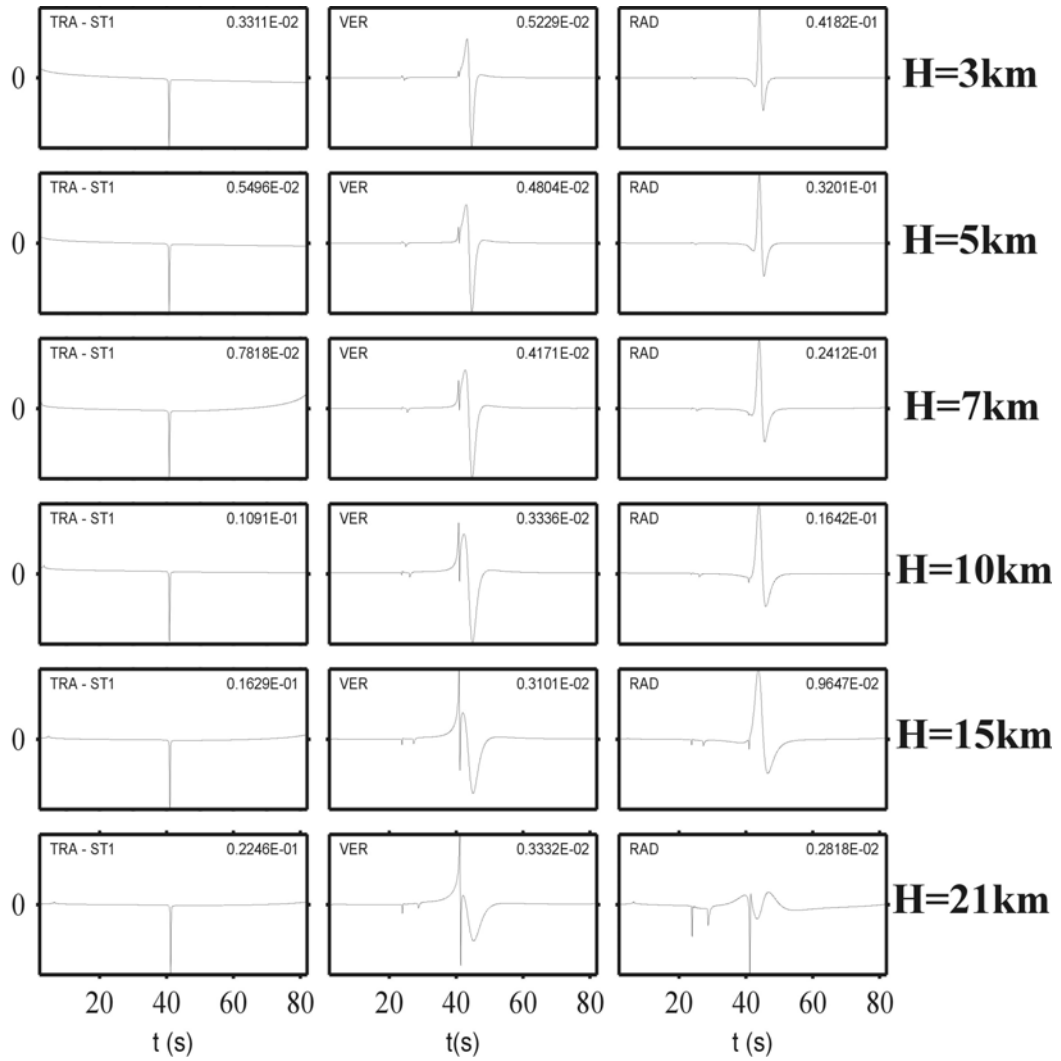


Fig. C.4 Componente transversal (izquierda), vertical (centro) y radial (derecha) de los desplazamientos sintéticos normalizados para la estación ST1. Se han obtenido para un mecanismo focal V, con porcentaje de CLVD nulo. La profundidad de la fuente es de 10km. El modelo de Tierra utilizado es el M1. La profundidad de la fuente es, respectivamente de arriba hacia abajo, de 3, 5, 7, 10, 15 y 22km.

Apéndice D

Para el análisis de los resultados propuestos en este estudio resulta de gran utilidad la posibilidad de determinar con precisión los tiempos de llegada de distintas ondas, para un generico modelo de Tierra que se quiera utilizar. En particular, resulta útil establecer a que tipo de onda corresponde la primera llegada observada en las funciones de Green y sismogramas sintéticos.

En referencia al capítulo 3, la determinación de los tiempos de llegada permite controlar la validez de los sismogramas teóricos calculados y por tanto controlar el buen funcionamiento de los algoritmos que resuelven el problema directo.

En referencia a la inversión (capítulos 4 y 5), la determinación de las ondas asociadas a las primeras llegadas, permite dibujar correctamente las polaridades en la esfera focal.

A este fin se han desarrollado dos algoritmos, llamados *statime* y *shitime*. Ambos algoritmos se ocupan de determinar los tiempos de llegada de algunas ondas para un modelo estratificado en capas horizontales. La diferencia entre los dos códigos reside en el hecho de que *statime* calcula los tiempos de llegada para determinadas estaciones, mientras que *shitime* los obtiene para un conjunto de valores a lo largo de un perfil, y permite por lo tanto dibujar las dromocronas.

Las ondas de las que se calculan los tiempos de llegada son las ondas directas (P y S), la onda sP, y las refracciones críticas de las ondas P en las discontinuidades mas profundas de la fuente sísmica (figura D.1).

Como ejemplo de los resultados que se obtienen, se muestran en la figura D.2 las dromocronas para un rango de distancias epicentrales entre 0 y 200km, considerando el modelo de Tierra M11 (figura 5.30) utilizado para la región de los Pirineos.

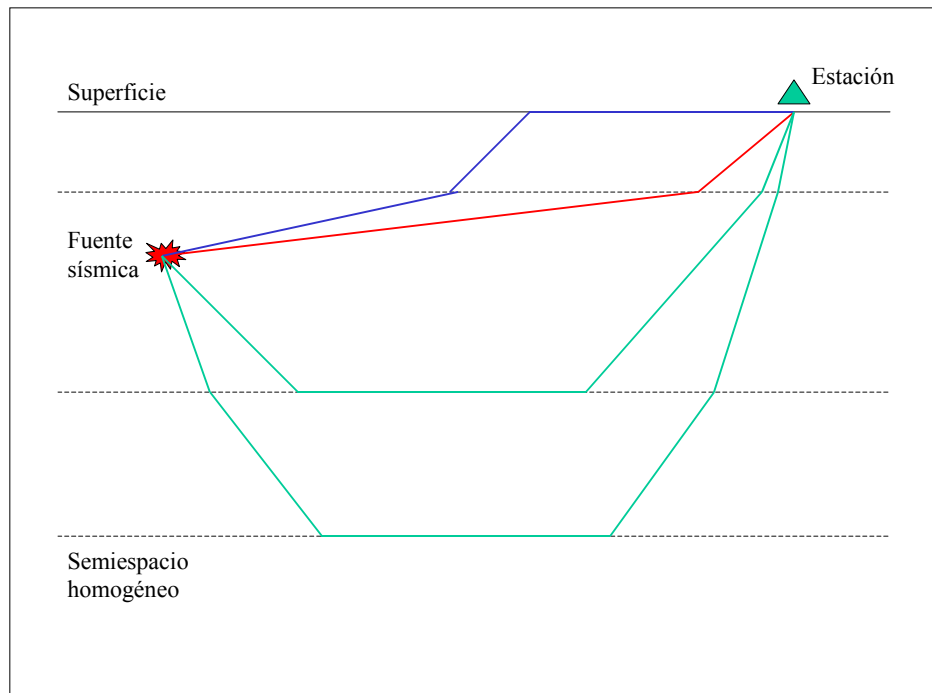


Fig. D.1 Recorrido de las ondas de las que se calculan los tiempos de llegada: P y S directas (rojo), sP (azul) y refractadas críticas (verde).

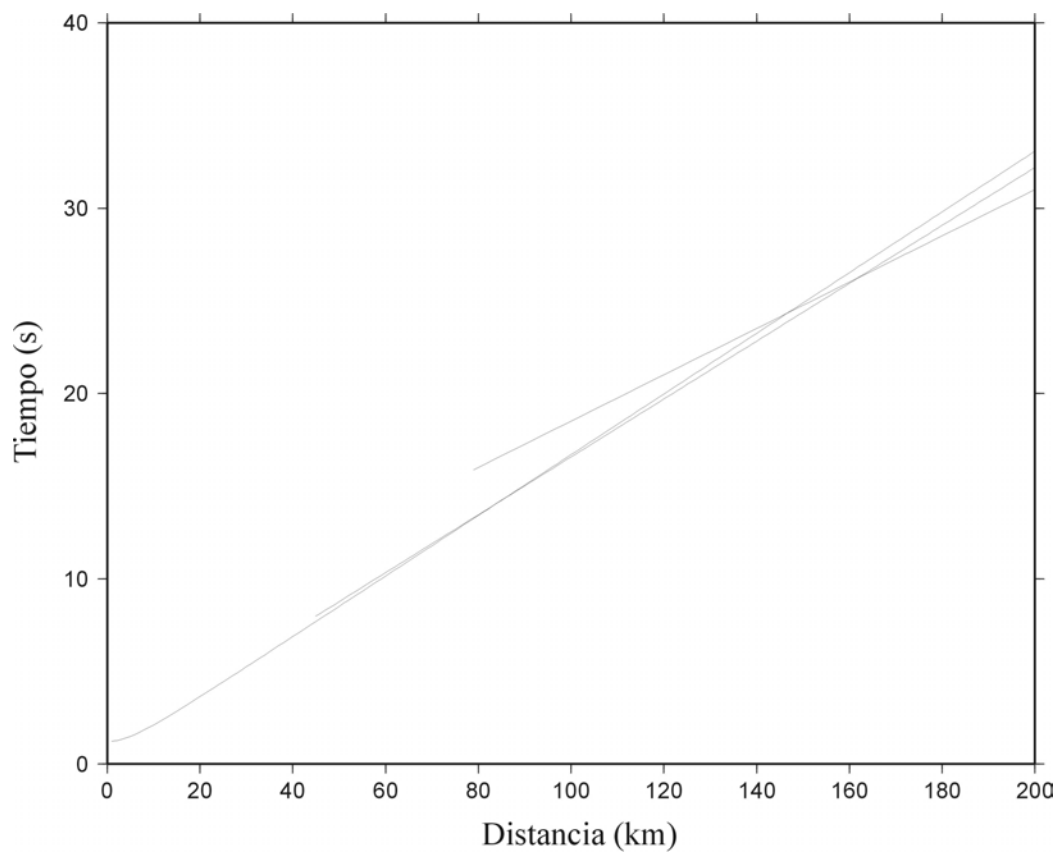


Fig. D.2 Dromocronas de las ondas P, sP y refractadas críticas para el modelo M11 y fuente a 7km de profundidad.

Apéndice E

En este apéndice se muestran los sismogramas observados y teóricos para el terremoto de Gérgal correspondientes a las mejores soluciones determinadas con el modelo de Tierra M6, 9km de profundidad y una función temporal de 0.8s de duración. Se muestran los resultados para las soluciones de las dos familias.

La primera solución posible (figura E.1), está caracterizada por la orientación de los planos de falla $\phi=150^\circ$, $\delta=37^\circ$, $\lambda=-51^\circ$ y un porcentaje de CLVD del 3%.

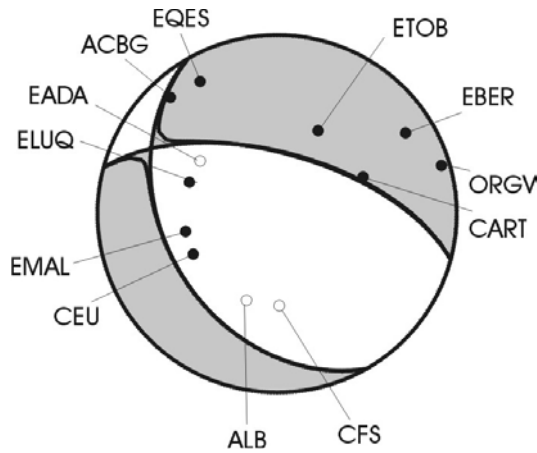


Fig. E.1 Mecanismo focal de la primera solución para el terremoto de Gérgal, utilizando el modelo M6, una STF de 0.8s y una profundidad $h=9\text{km}$. Se muestran el mecanismo focal (doble par y CLVD) y las polaridades de las primeras llegadas de las estaciones sísmicas utilizadas (los círculos negros corresponden a compresiones, los blancos a dilataciones).

Estación EBER

Distancia epicentral: 36.69km

Acimut: 57.84°

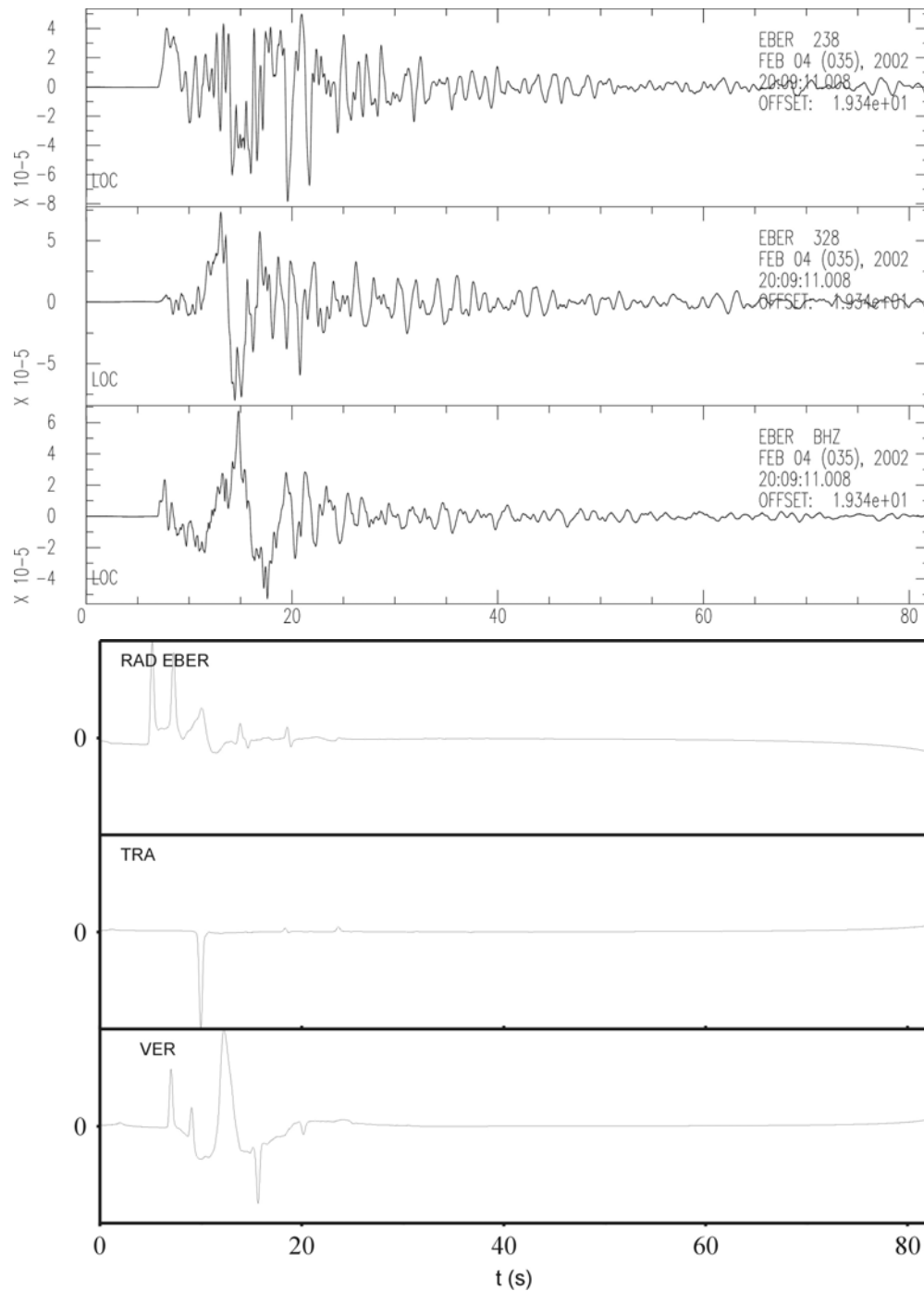
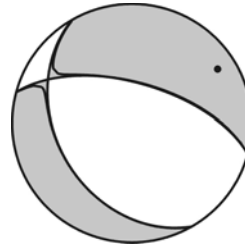
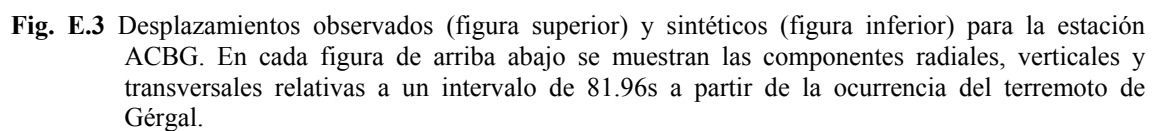
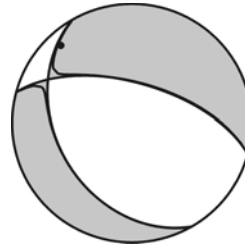


Fig. E.2 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EBER. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Acimut: 317.84°



Estación ORGV

Distancia epicentral: 82.50km

Acimut: 73.55°

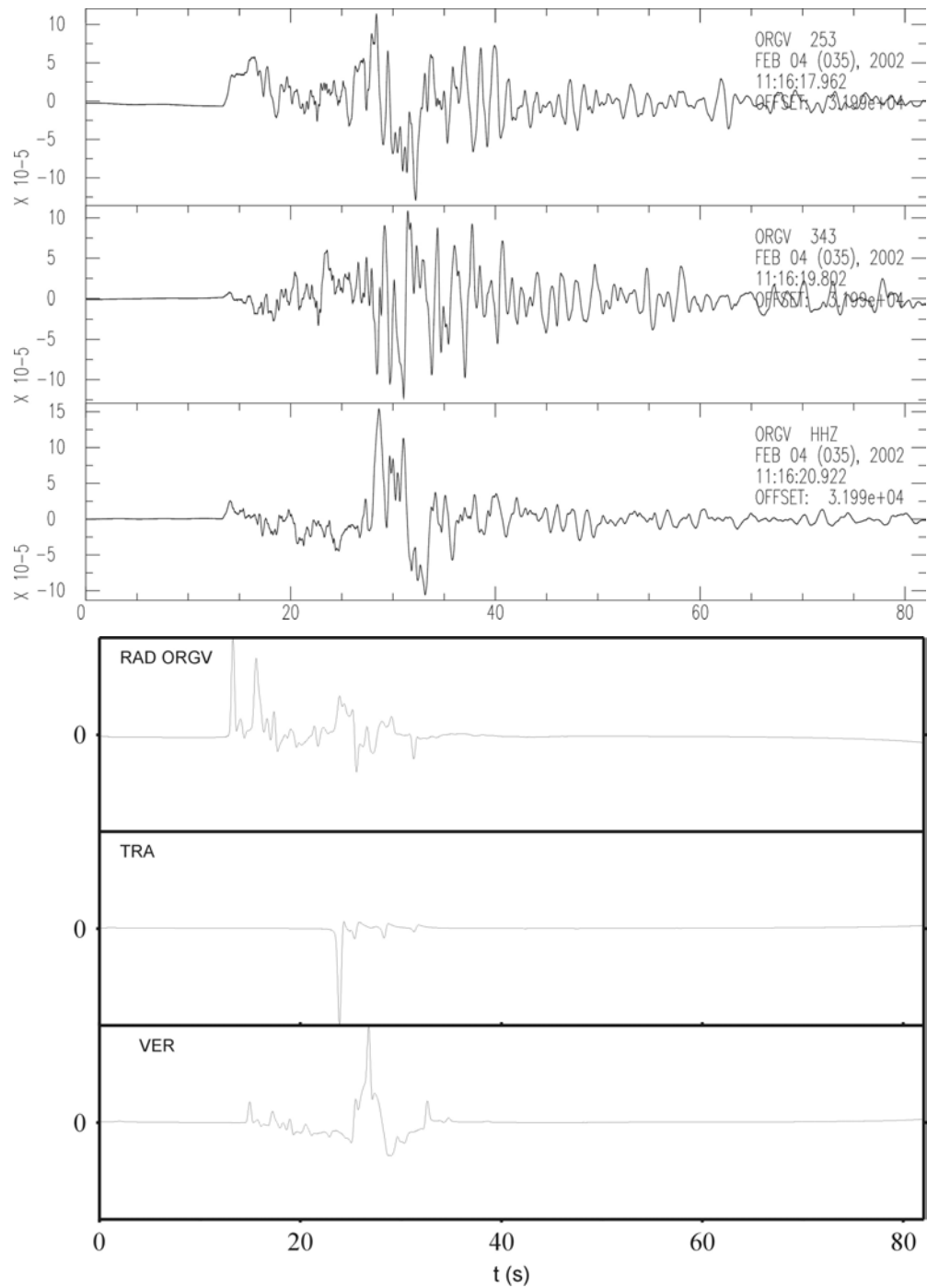
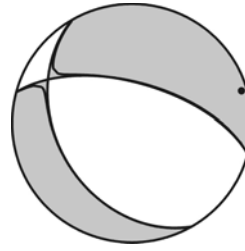


Fig. E.4 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ORGV. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación EQES

Distancia epicentral: 93.31km

Acimut: 330.00°

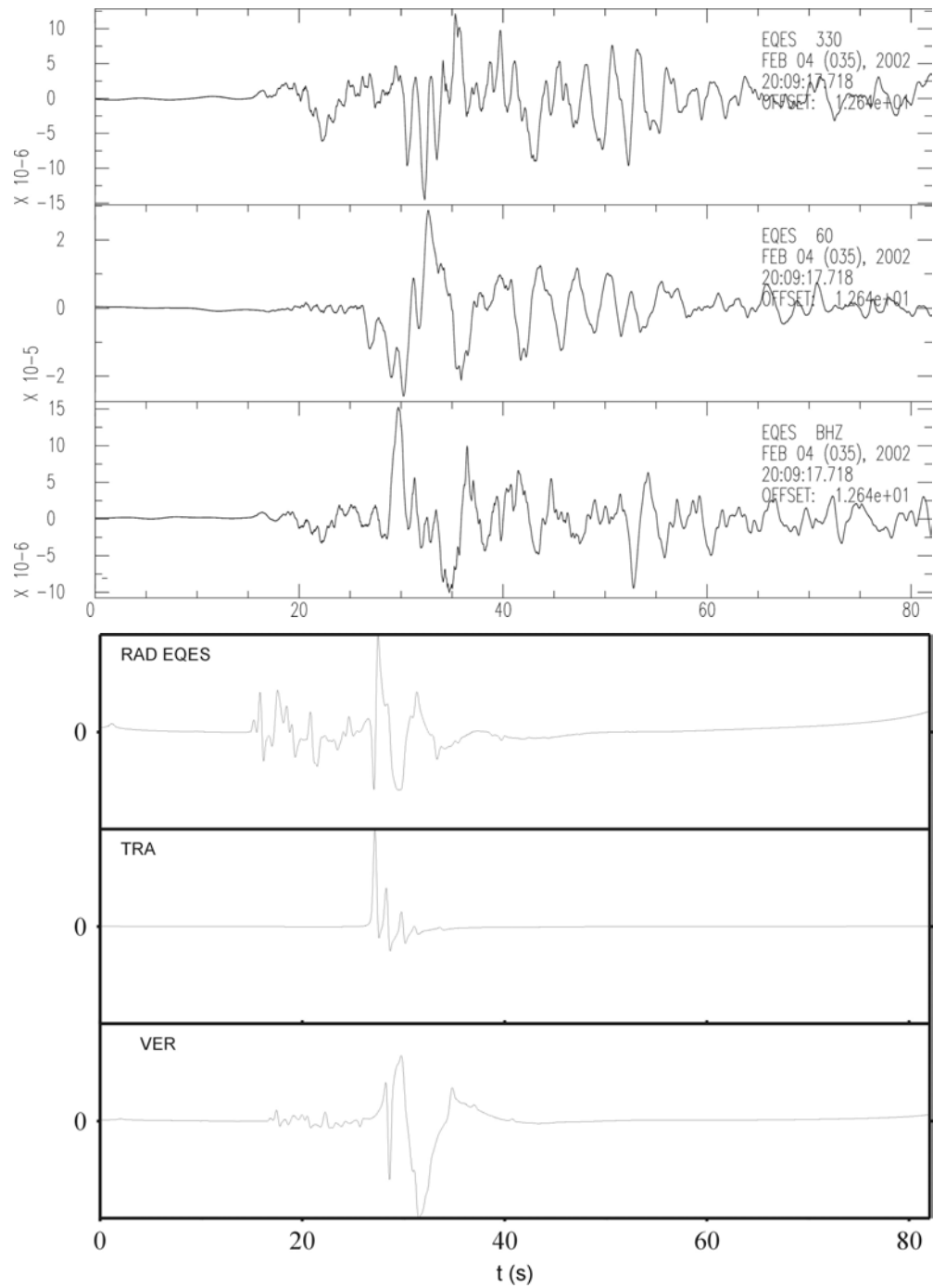
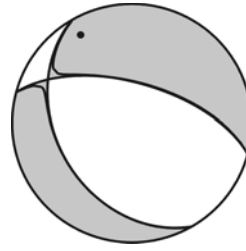


Fig. E.5 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EQES. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación ALB

Distancia epicentral: 134.15km

Acimut: 199.19°

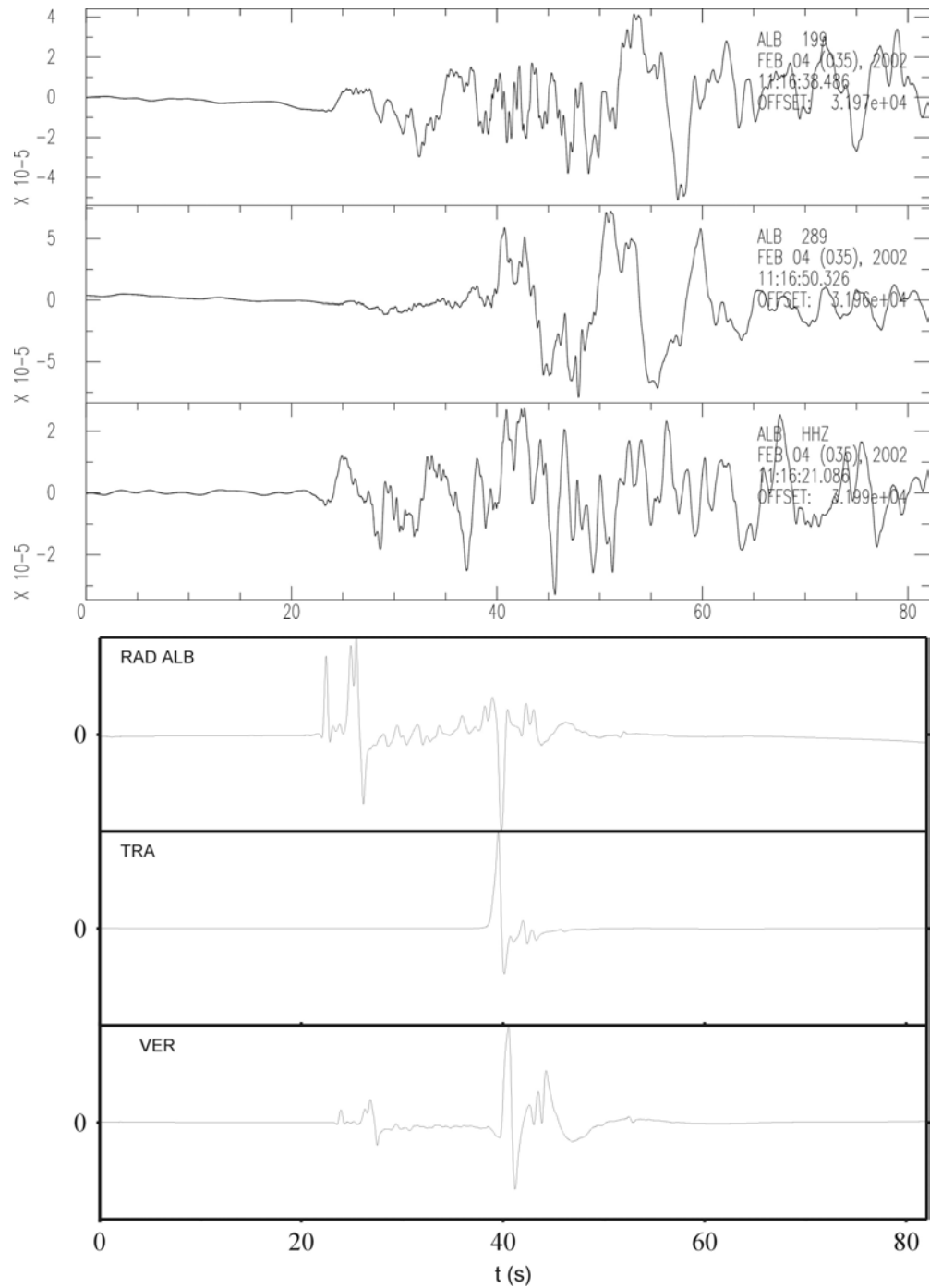
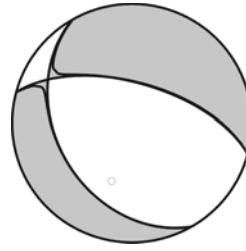


Fig. E.6 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ALB. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación CART

Distancia epicentral: 146.67km

Acimut: 66.77°

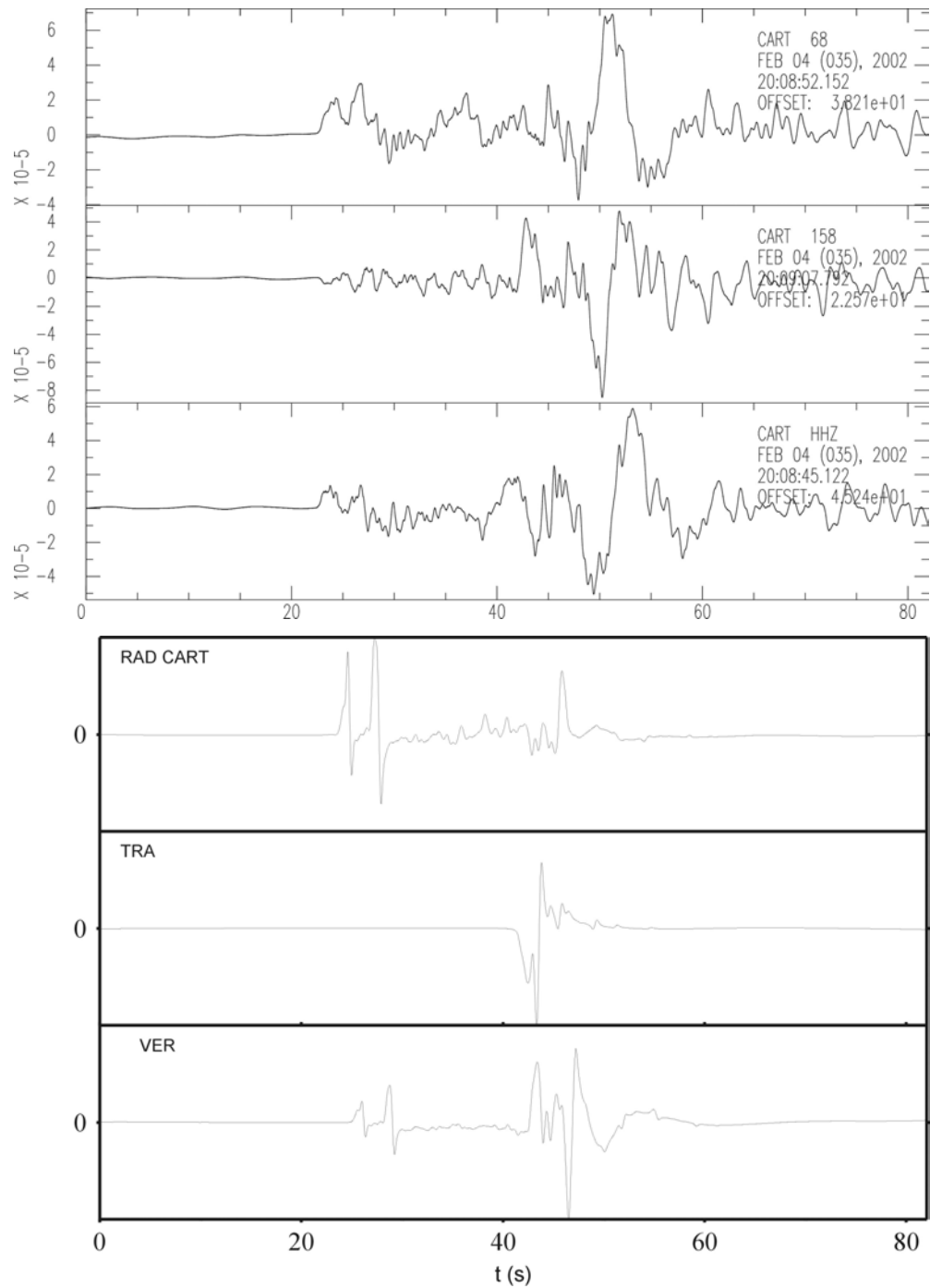
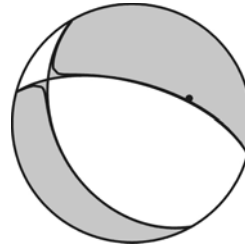


Fig. E.7 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CART. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación ELUQ

Distancia epicentral: 162.01km

Acimut: 289.87°

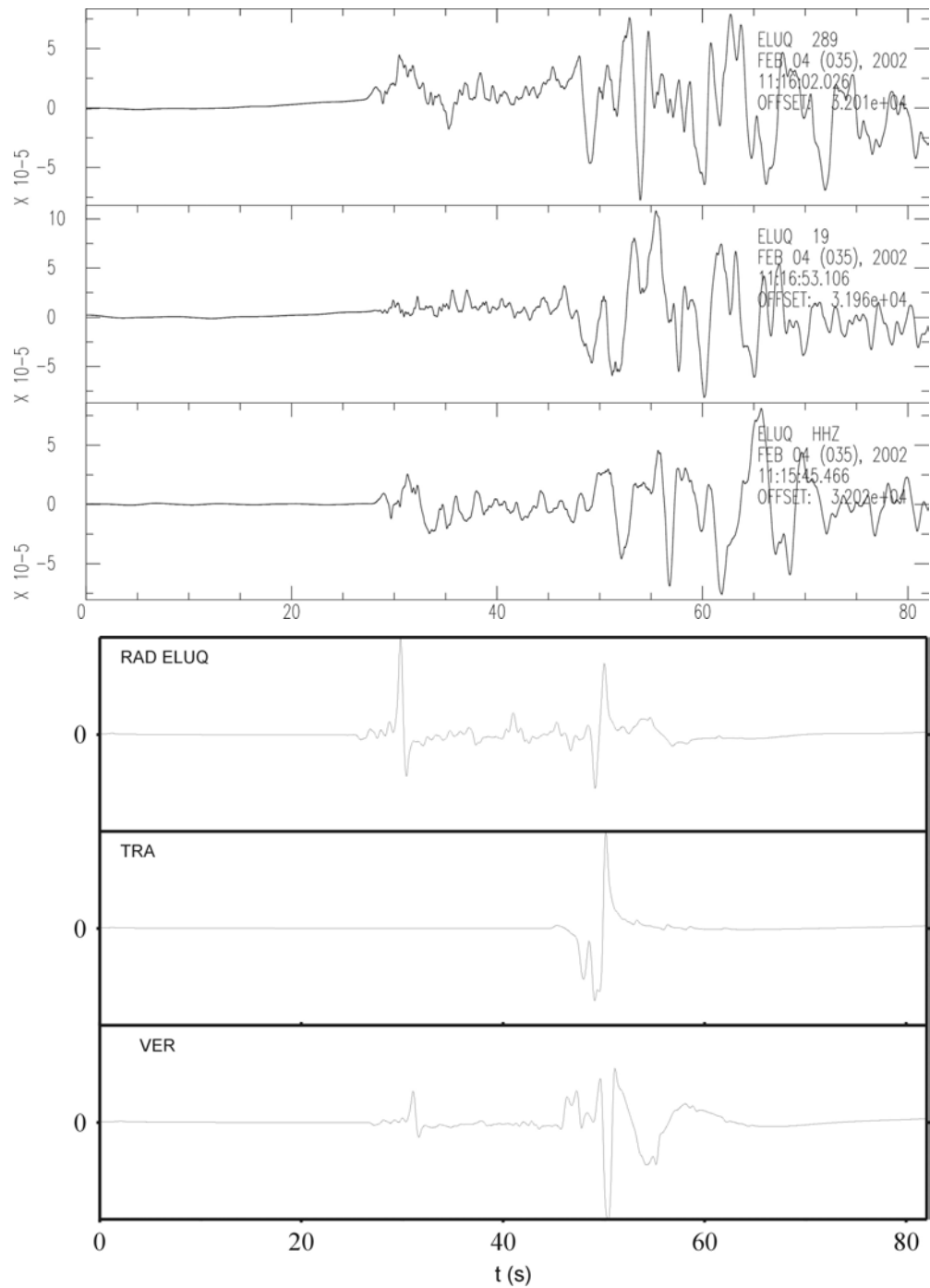
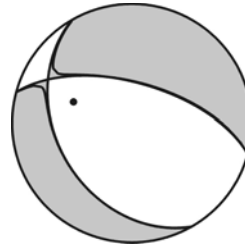


Fig. E.8 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ELUQ. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación EMAL

Distancia epicentral: 171.58km

Acimut: 258.87°

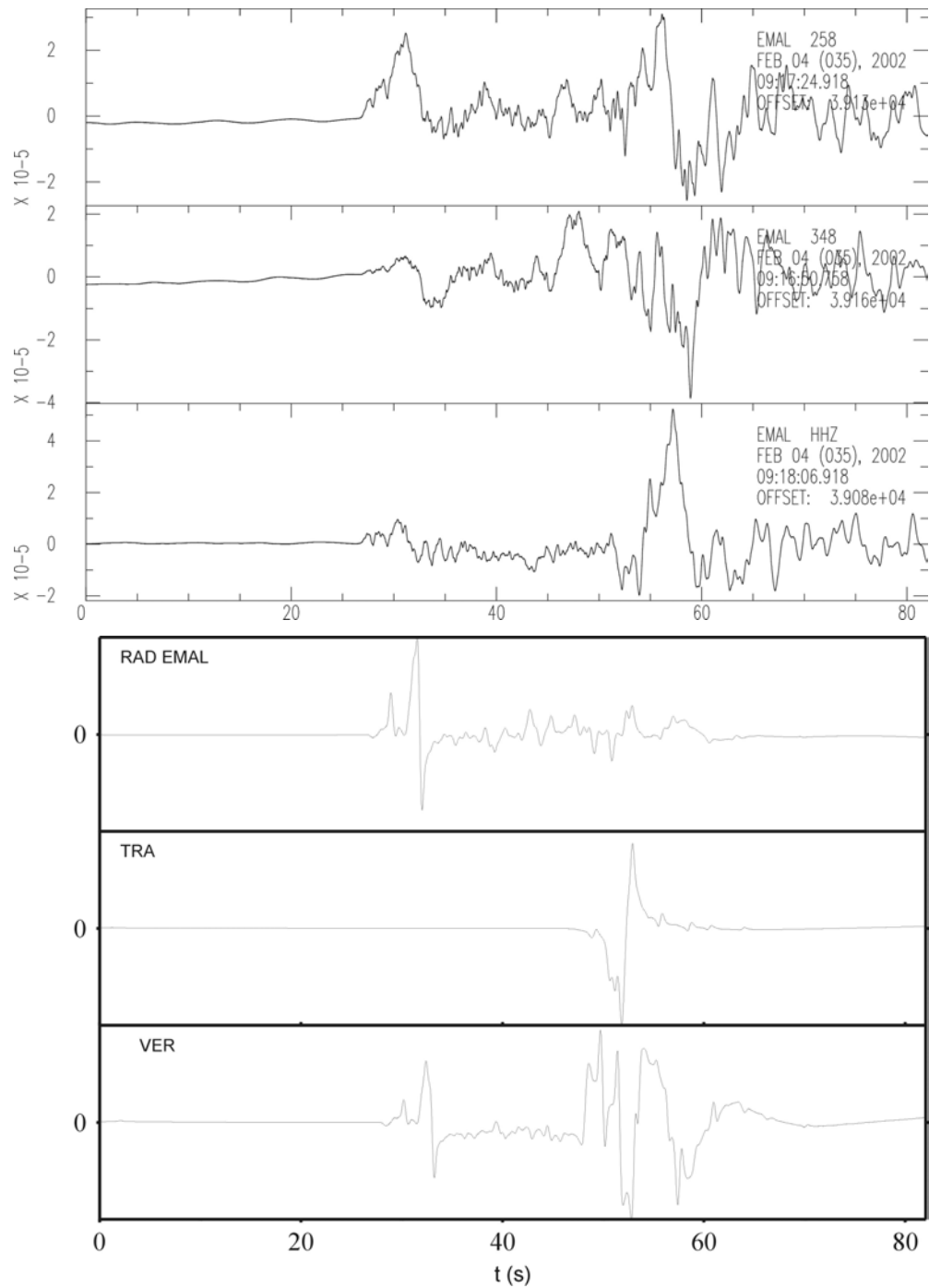
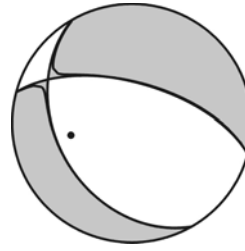


Fig. E.9 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EMAL. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación ETOB

Distancia epicentral: 194.61km

Acimut: 26.32°

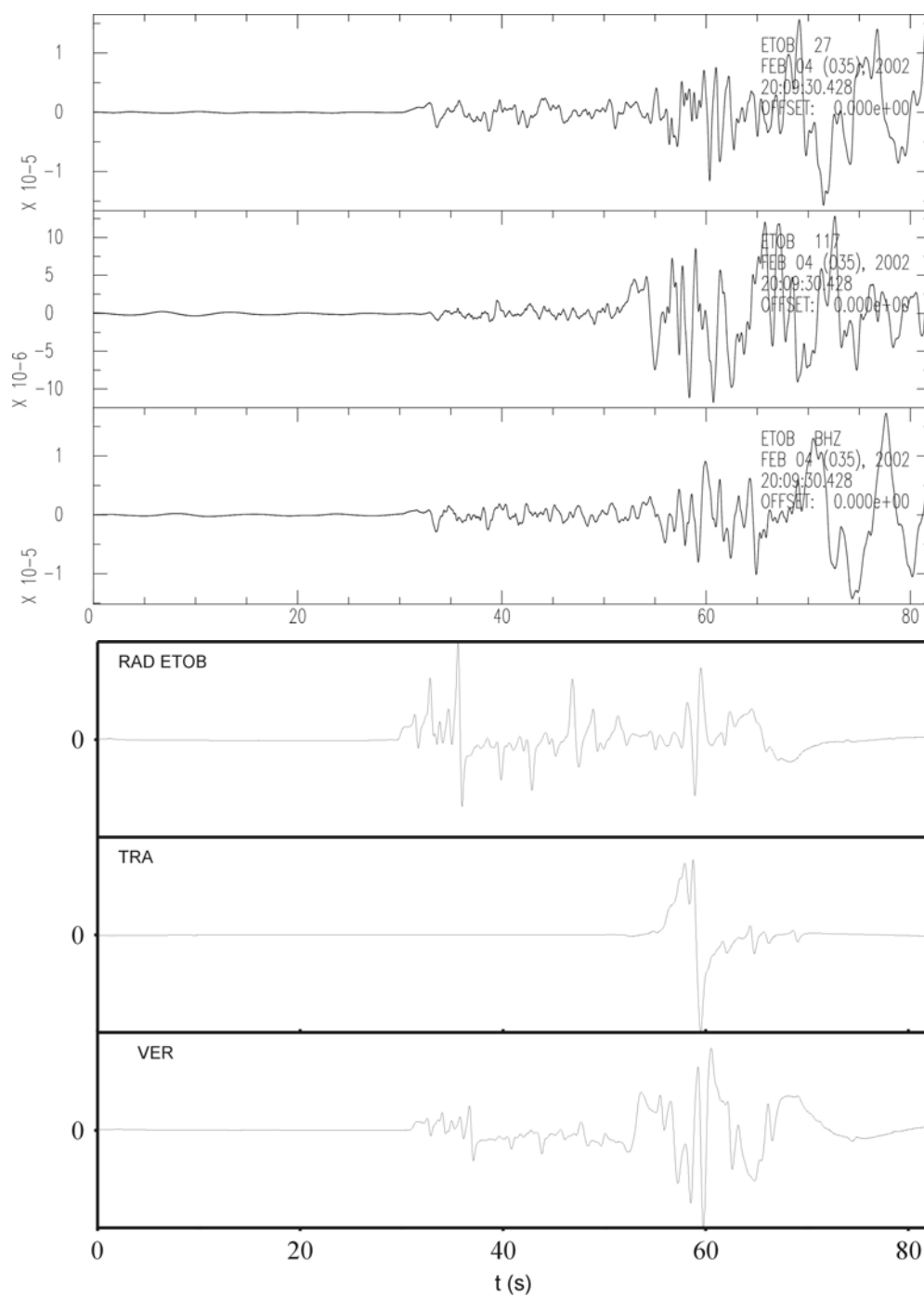
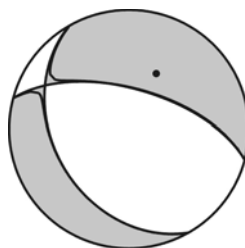


Fig. E.10 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ETOB. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Géral.

Estación CFS

Distancia epicentral: 204.40km

Acimut: 178.64°

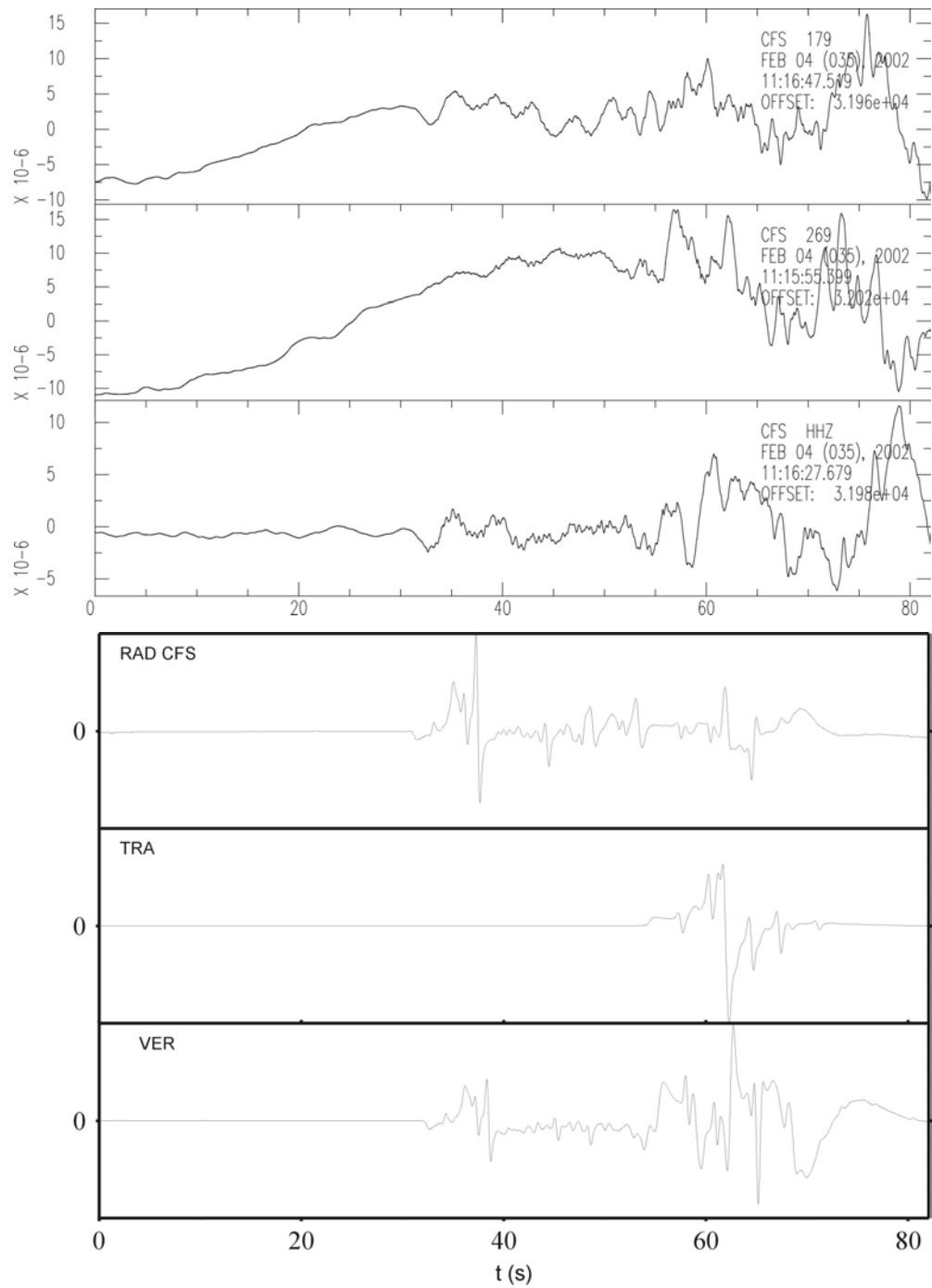
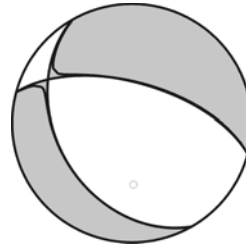


Fig. E.11 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CFS. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación EADA

Distancia epicentral: 216.51km

Acimut: 304.61°

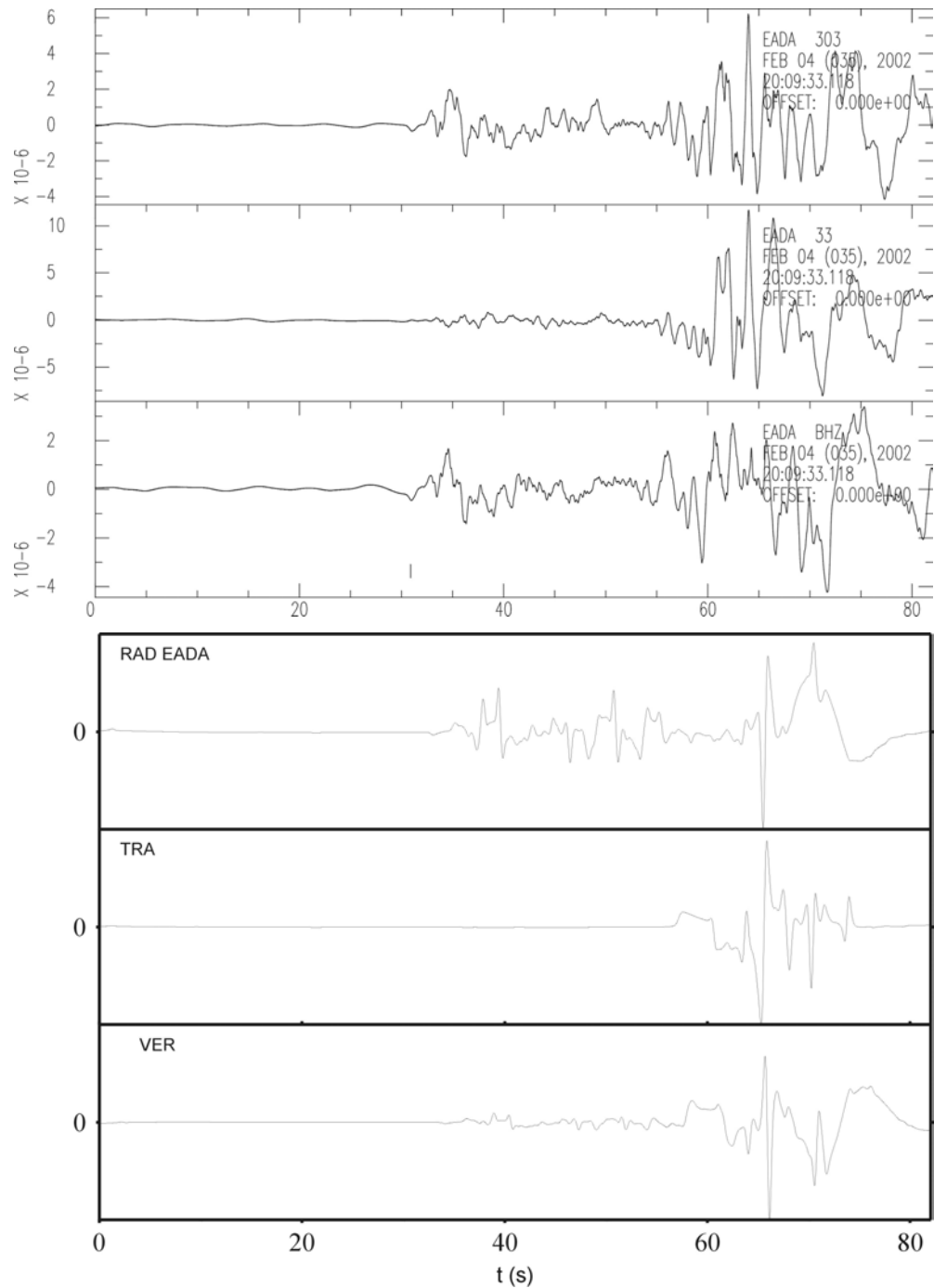
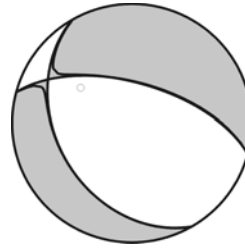


Fig. E.12 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EADA. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación CEU

Distancia epicentral: 280.57km

Acimut: 243.61°

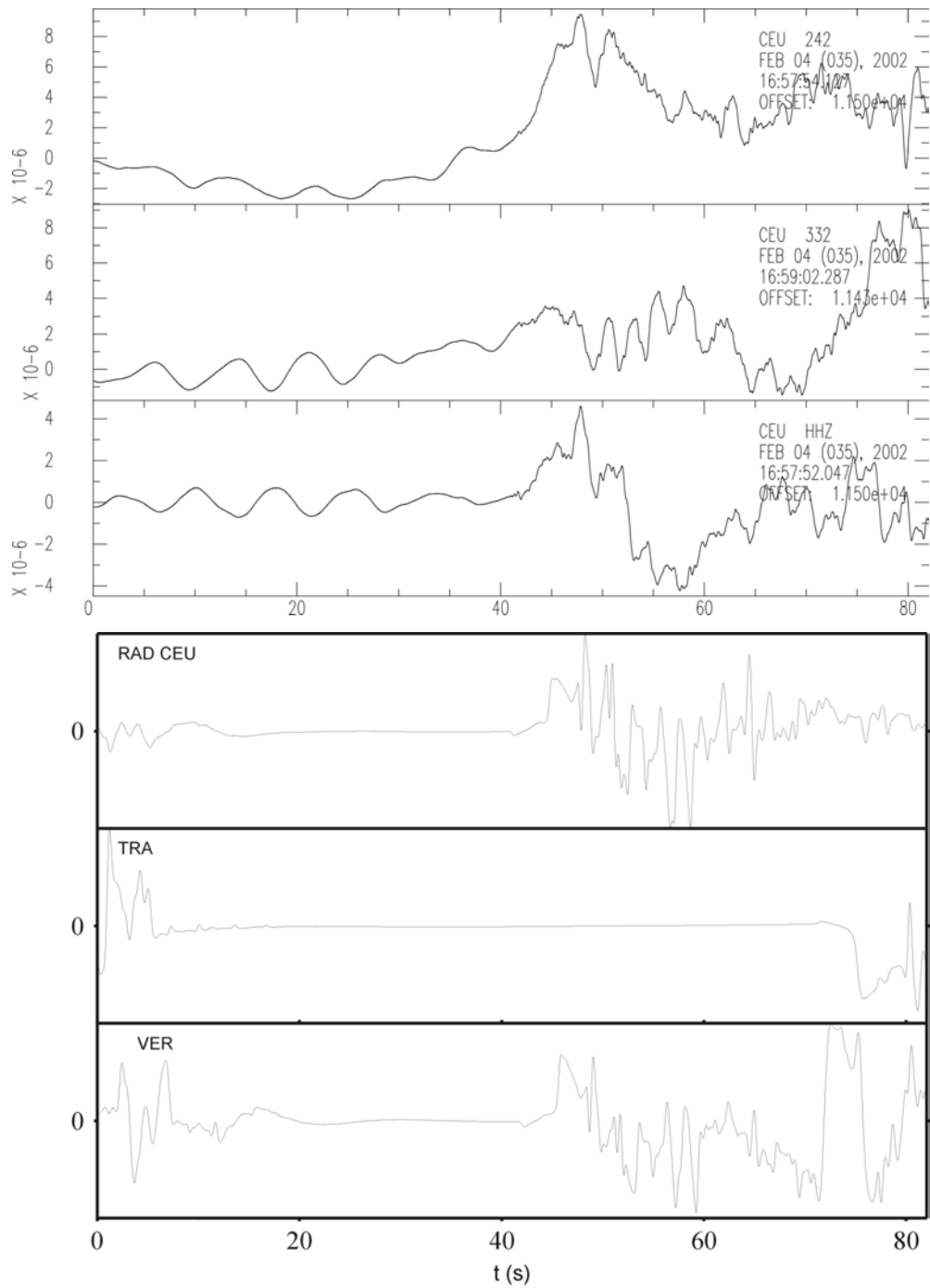
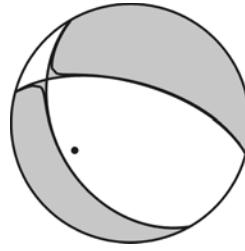


Fig. E.13 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CEU. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal. En la primera parte de los desplazamientos sintéticos se observan unas fases artificiales, que no deben ser tomadas en consideración.

La solución alternativa ($\varphi=229^\circ$, $\delta=77^\circ$, $\lambda=-55^\circ$, CLVD=74%) se muestra en la figura E.14. A continuación se muestra la comparación de los desplazamientos teóricos de esta solución con los observados.

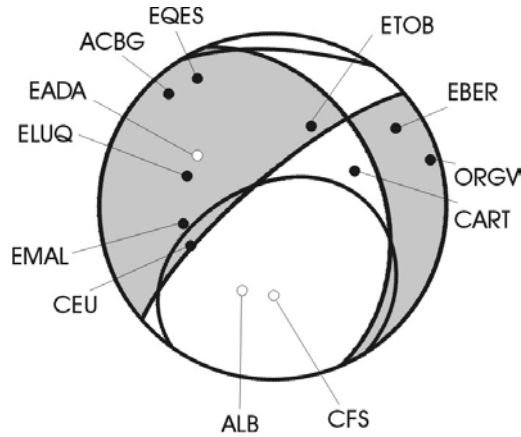


Fig. E.14 Mecanismo focal de la segunda solución para el terremoto de Gérgal, utilizando el modelo M6, una STF de 0.8s y una profundidad $h=9\text{km}$. Se muestran el mecanismo focal (doble par y CLVD) y las polaridades de las primeras llegadas de las estaciones sísmicas utilizadas (los círculos negros corresponden a compresiones, los blancos a dilataciones).

Estación EBER

Distancia epicentral: 36.69km

Acimut: 57.84°

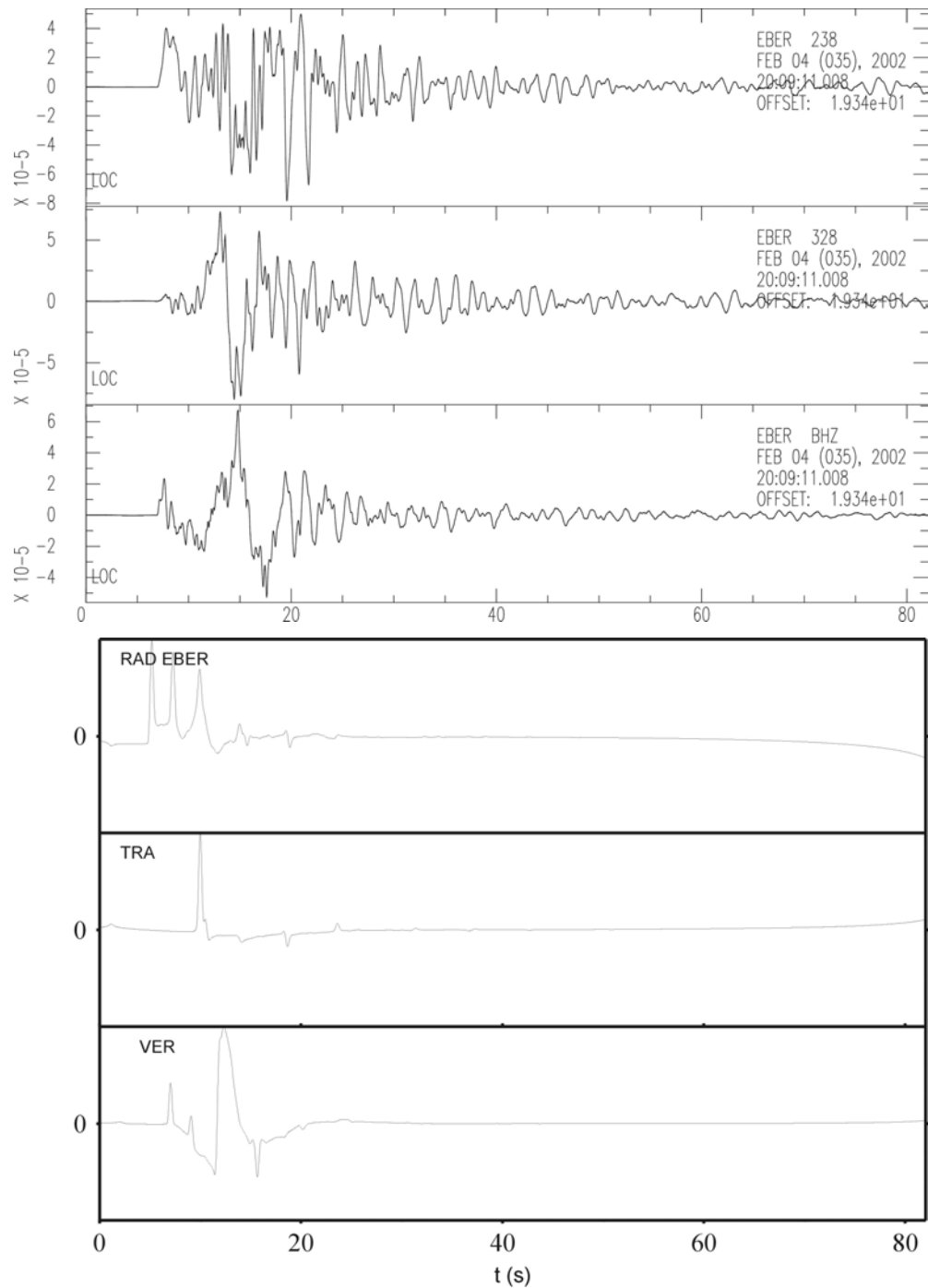
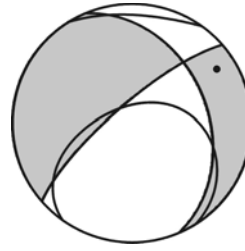


Fig. E.15 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EBER. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación ACBG

Distancia epicentral: 45.88km

Acimut: 317.84°

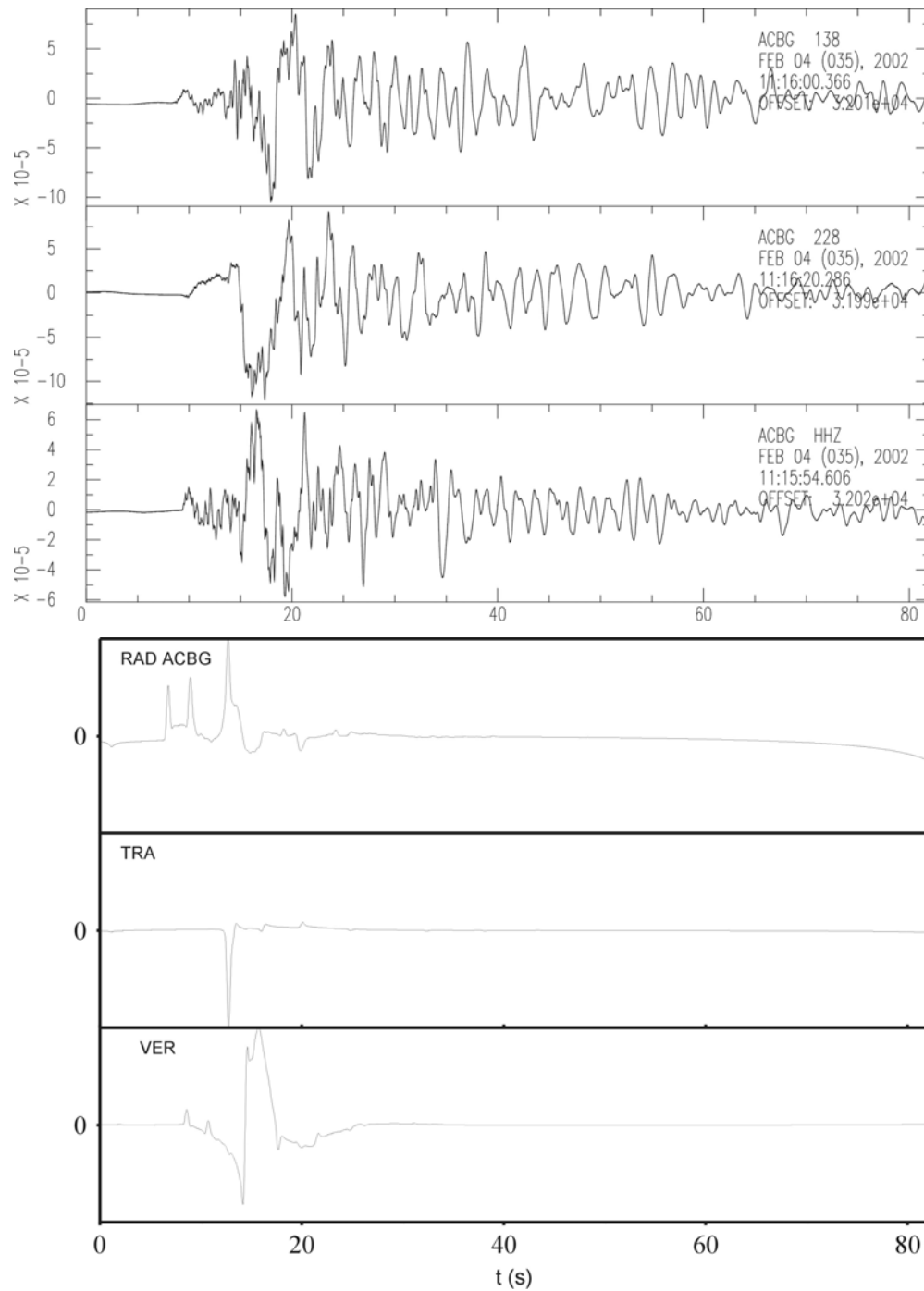
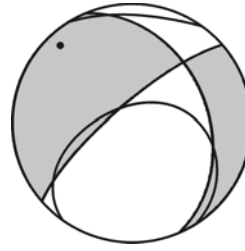


Fig. E.16 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ACBG. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación ORGV

Distancia epicentral: 82.50km

Acimut: 73.55°

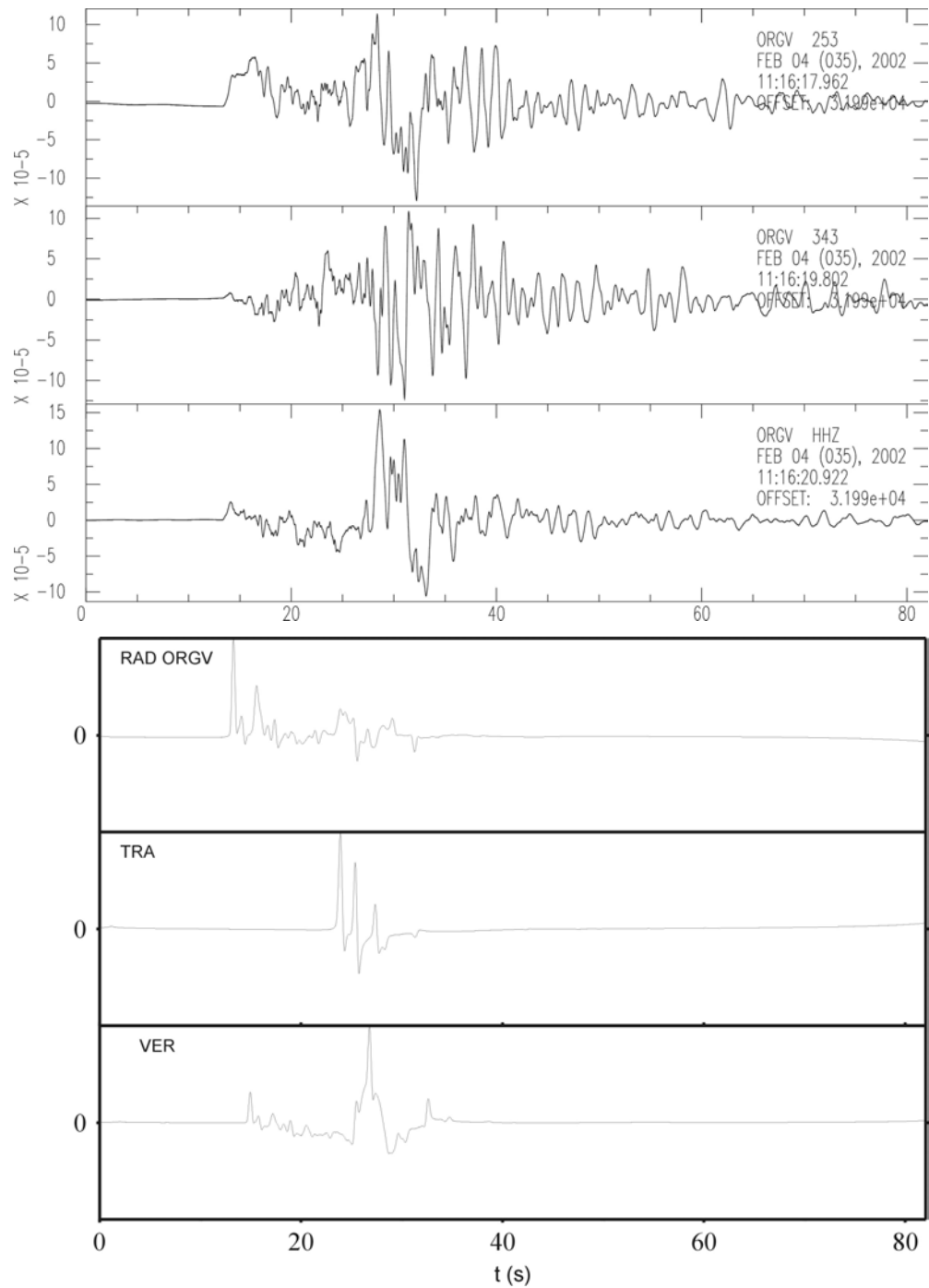
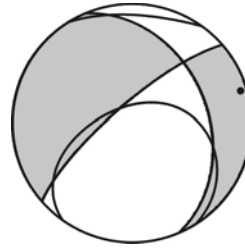


Fig. E.17 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ORGV. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación EQES

Distancia epicentral: 93.31km

Acimut: 330.00°

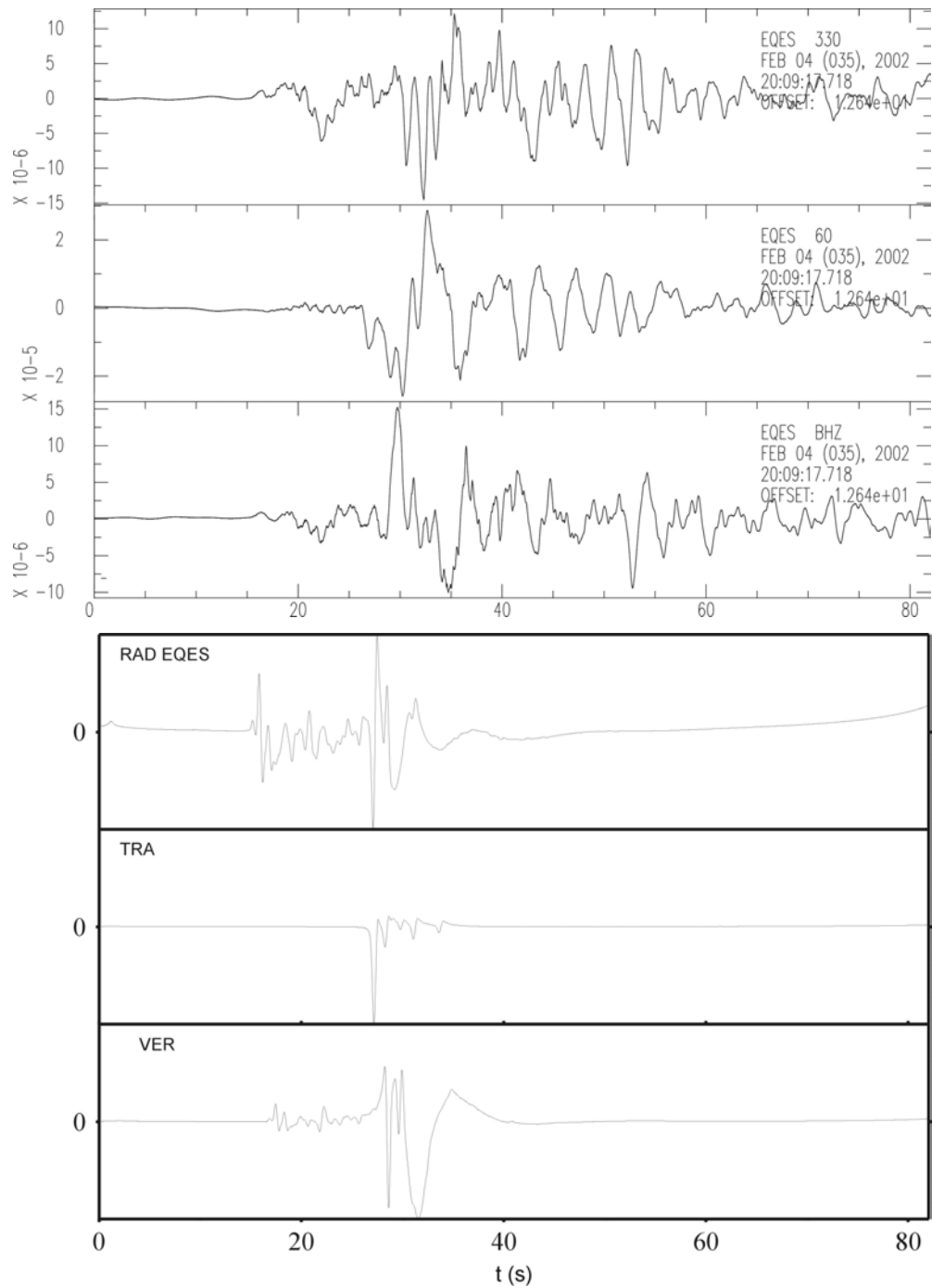
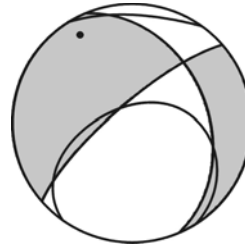


Fig. E.18 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EQES. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación ALB

Distancia epicentral: 134.15km

Acimut: 199.19°

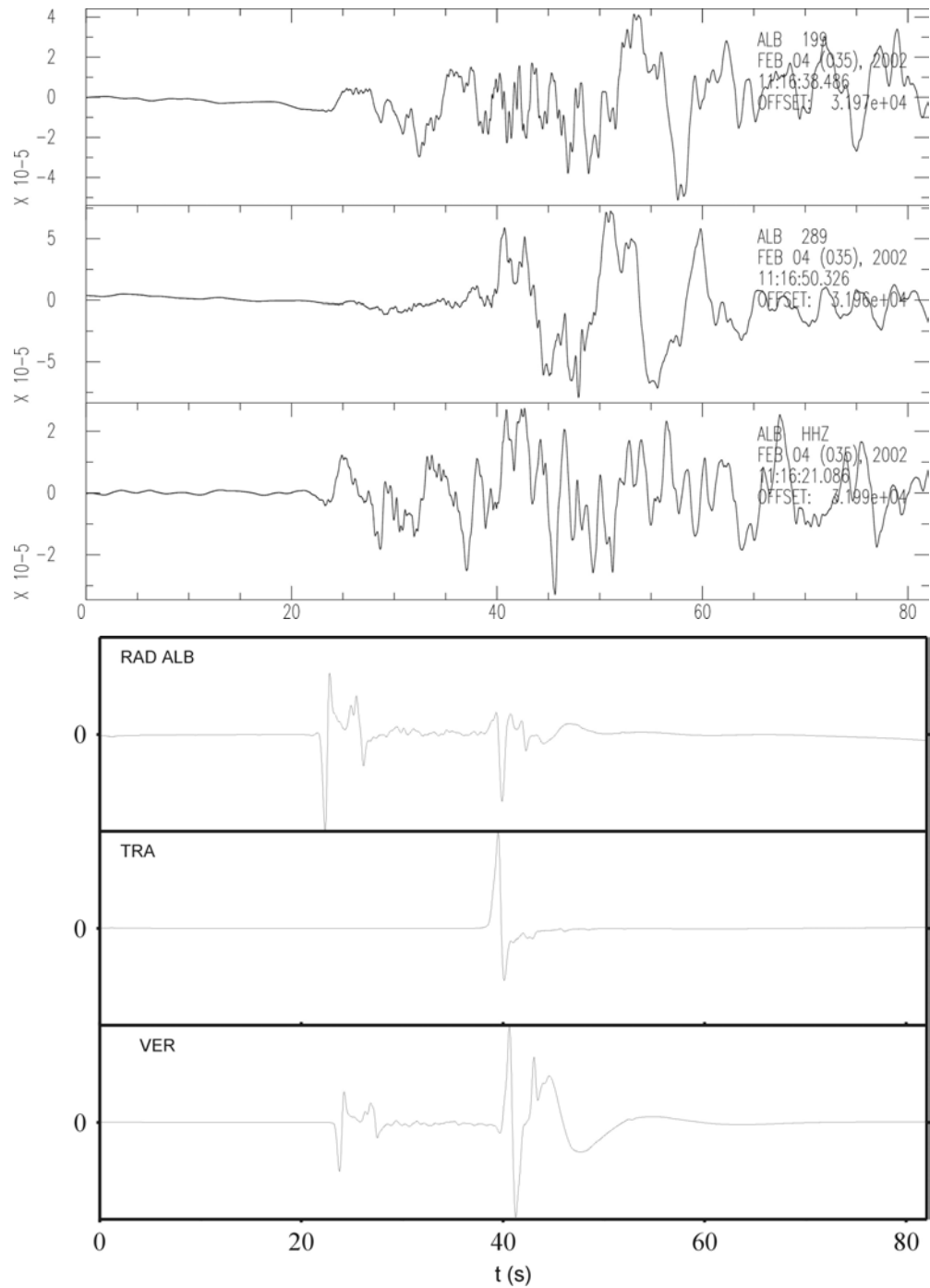
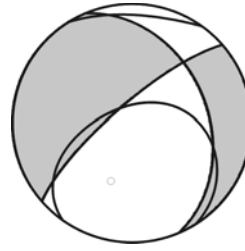


Fig. E.19 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ALB. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación CART

Distancia epicentral: 146.67km

Acimut: 66.77°

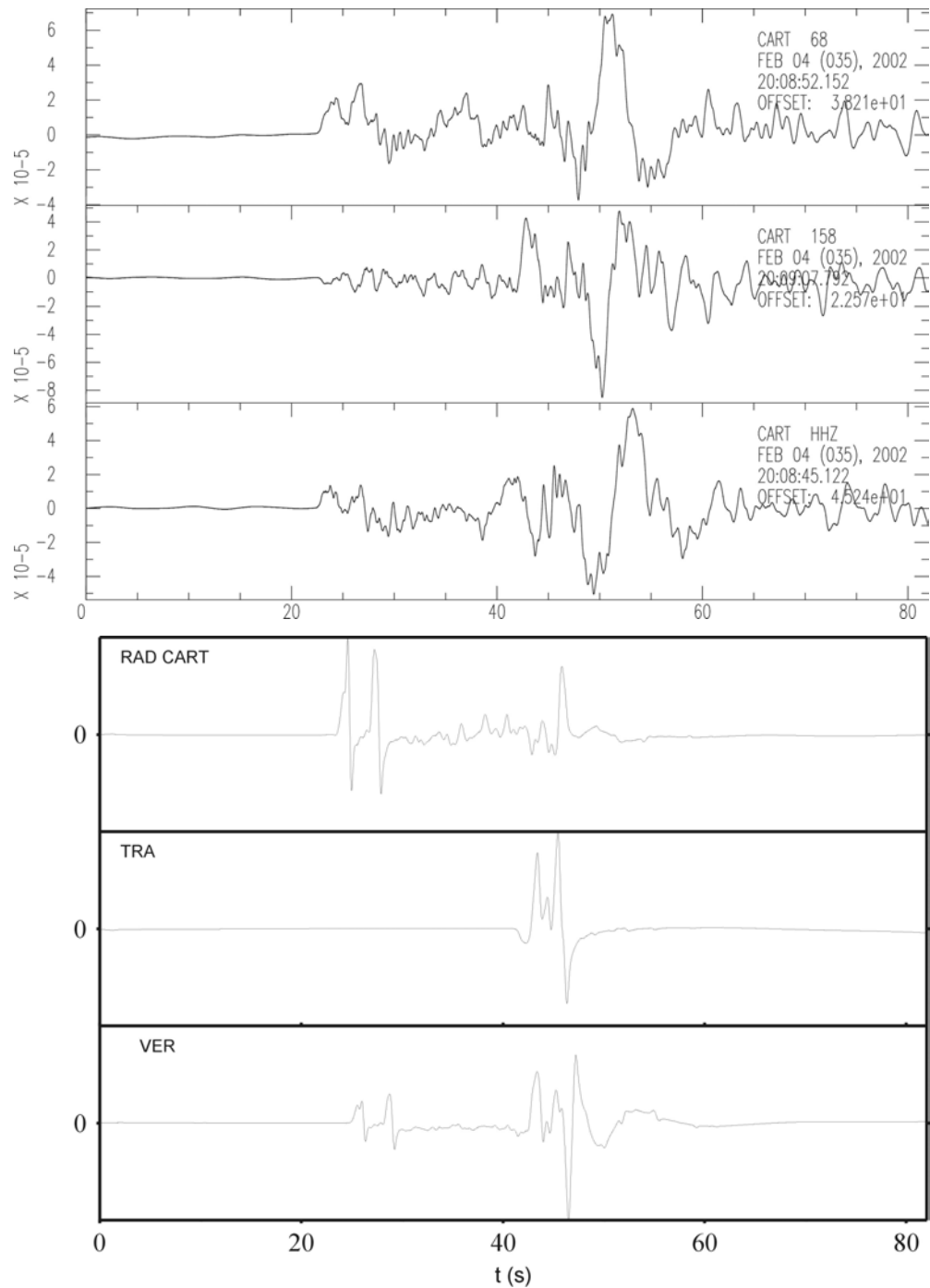
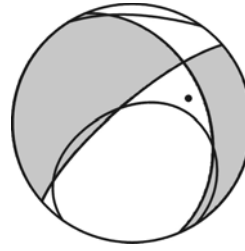


Fig. E.20 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CART. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación ELUQ

Distancia epicentral: 162.01km

Acimut: 289.87°

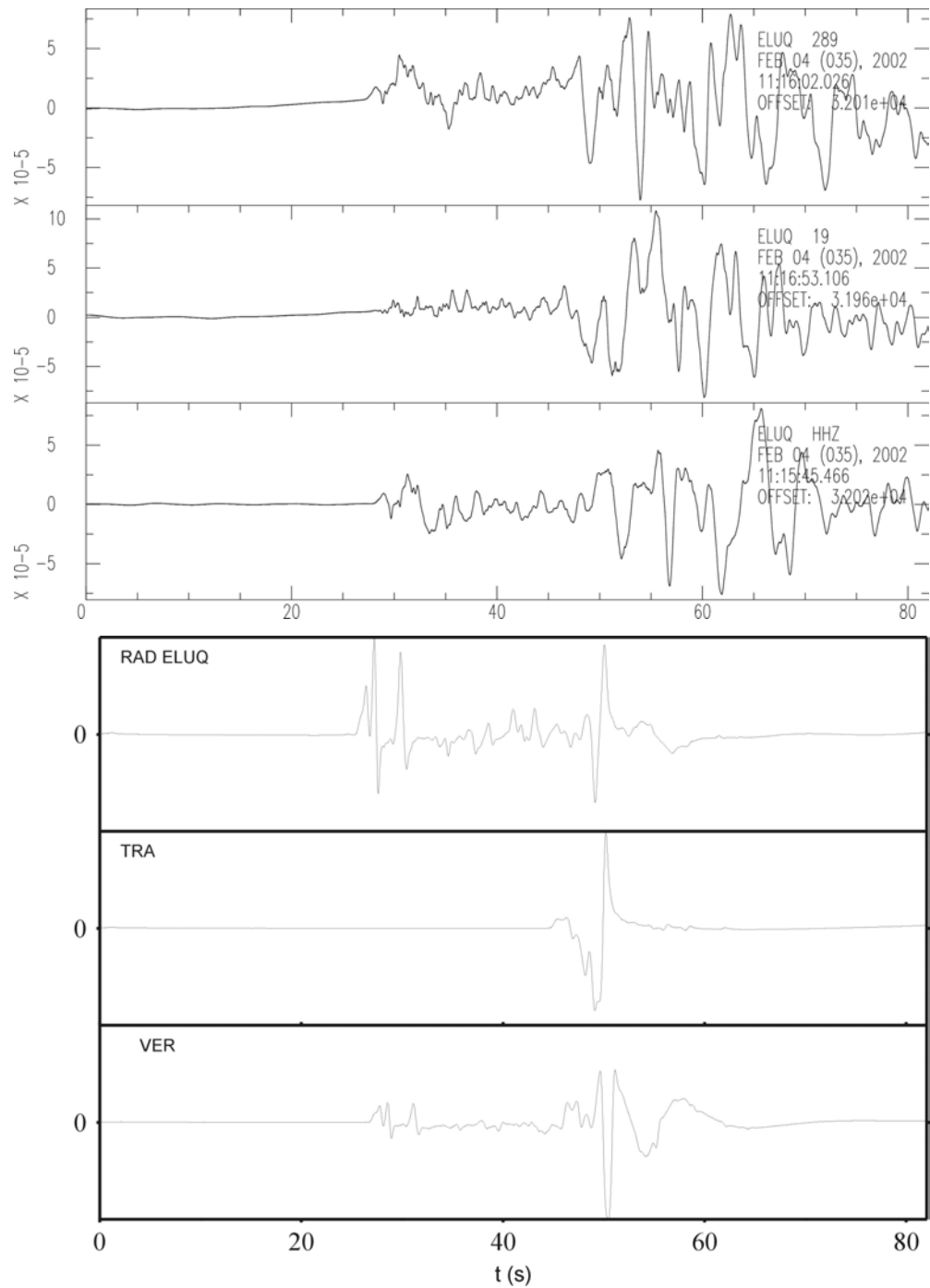
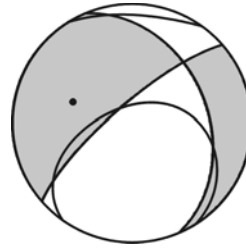


Fig. E.21 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ELUQ. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación EMAL

Distancia epicentral: 171.58km

Acimut: 258.87°

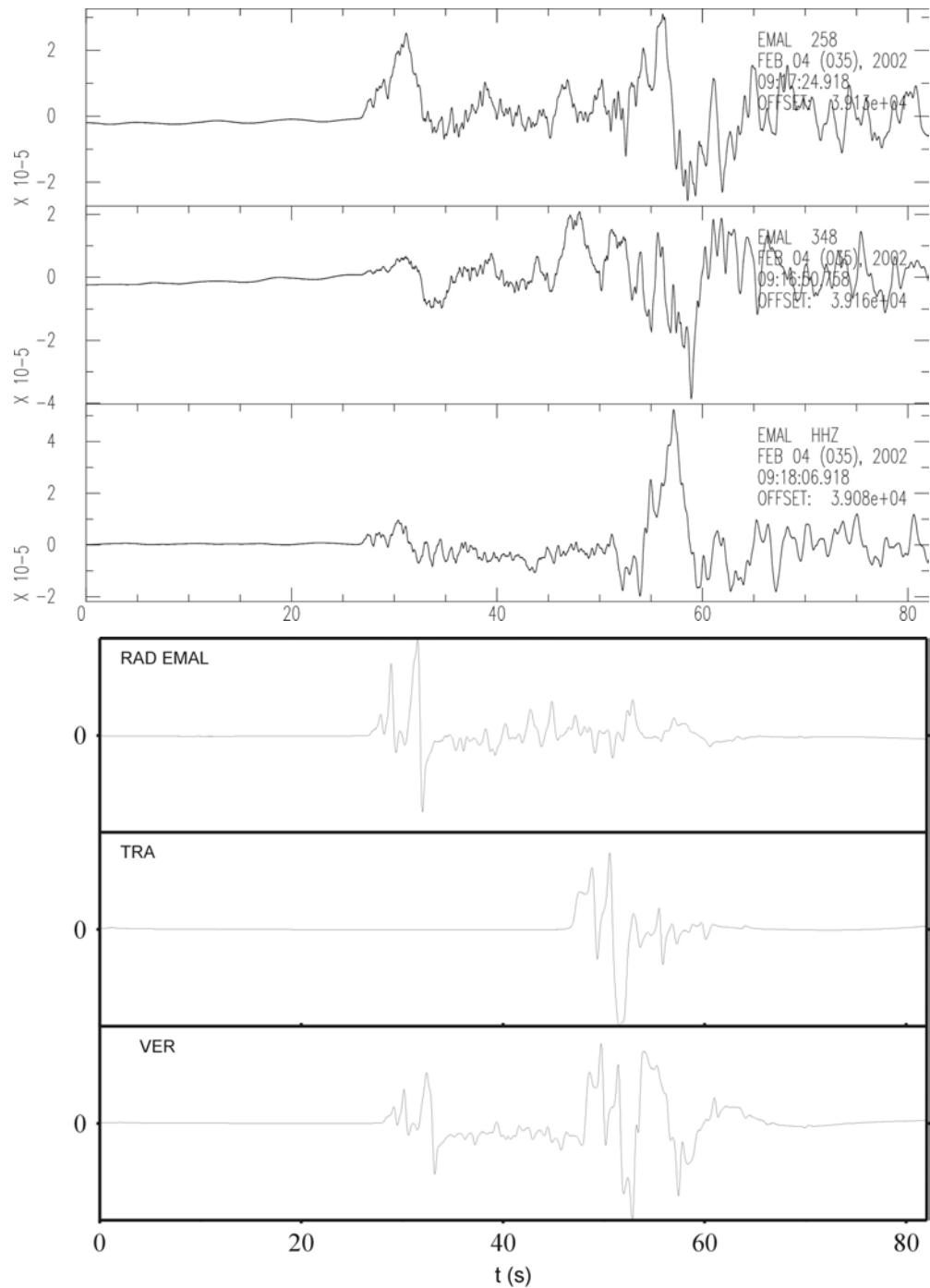
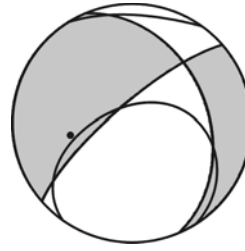


Fig. E.22 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EMAL. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación ETOB

Distancia epicentral: 194.61km

Acimut: 26.32°

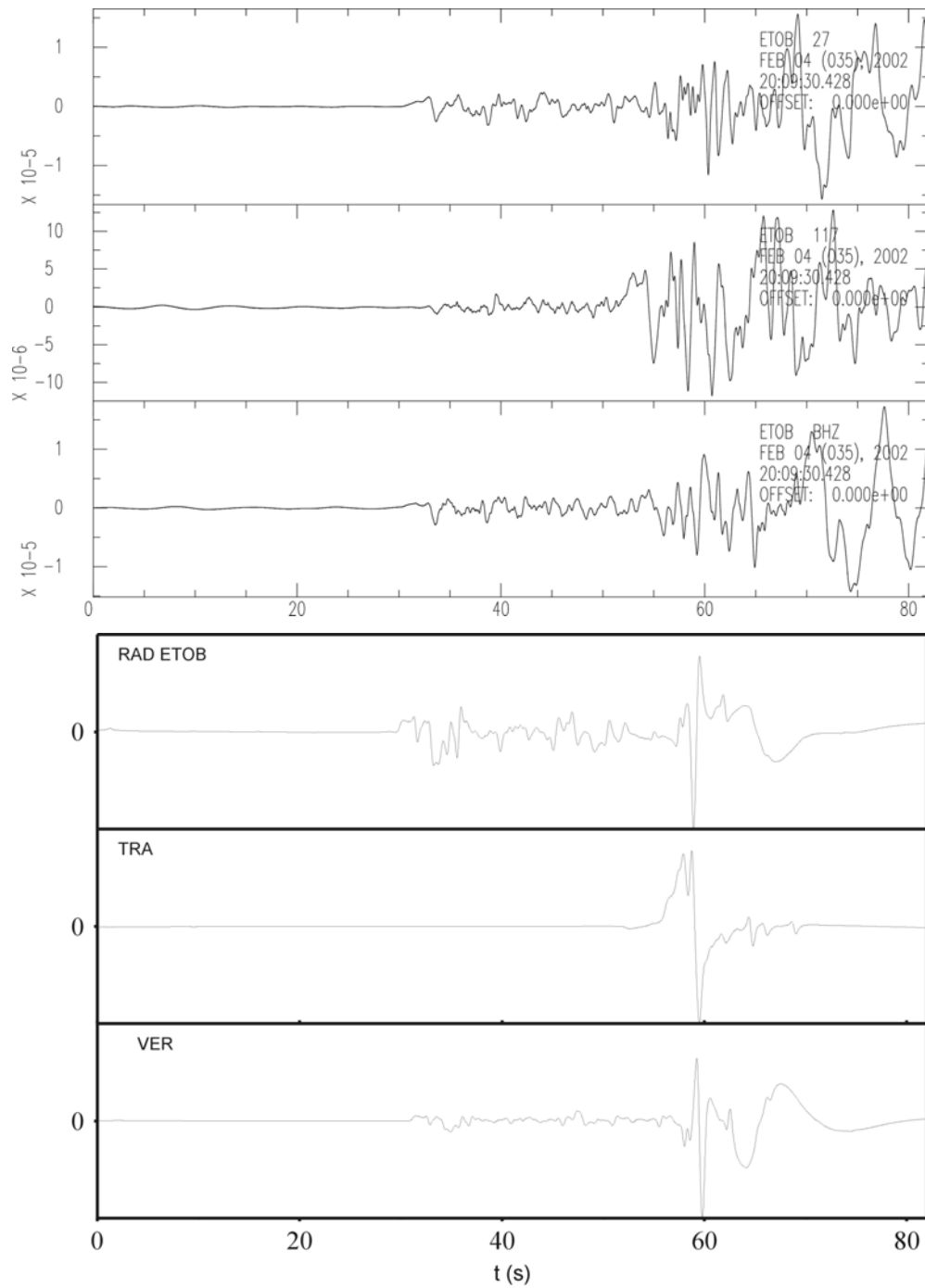
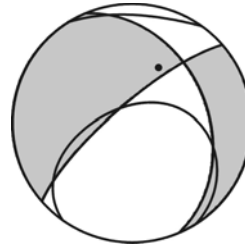


Fig. E.23 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ETOB. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación CFS

Distancia epicentral: 204.40km

Acimut: 178.64°

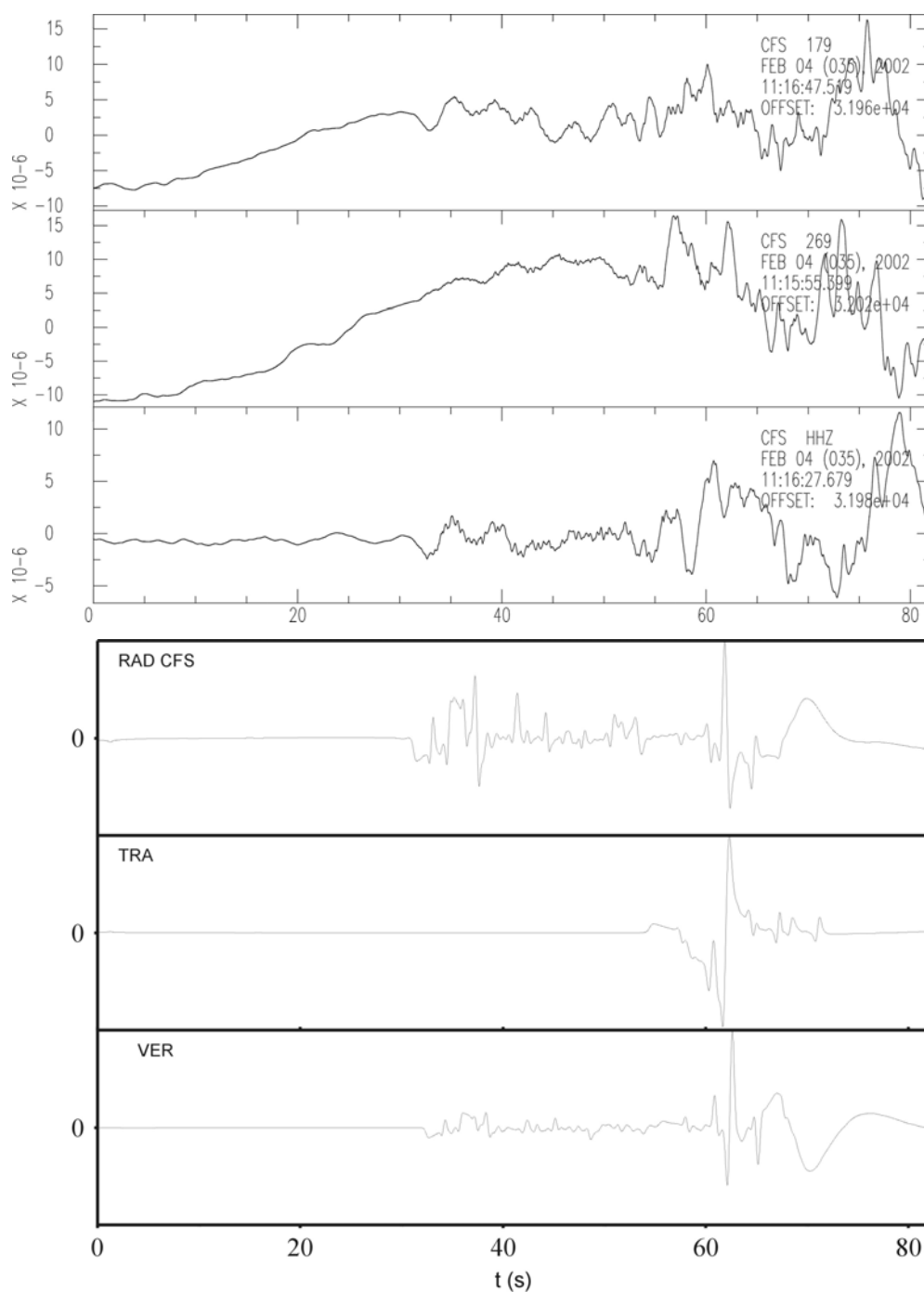
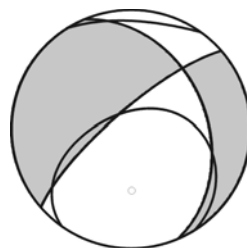


Fig. E.24 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CFS. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación EADA

Distancia epicentral: 216.51km

Acimut: 304.61°

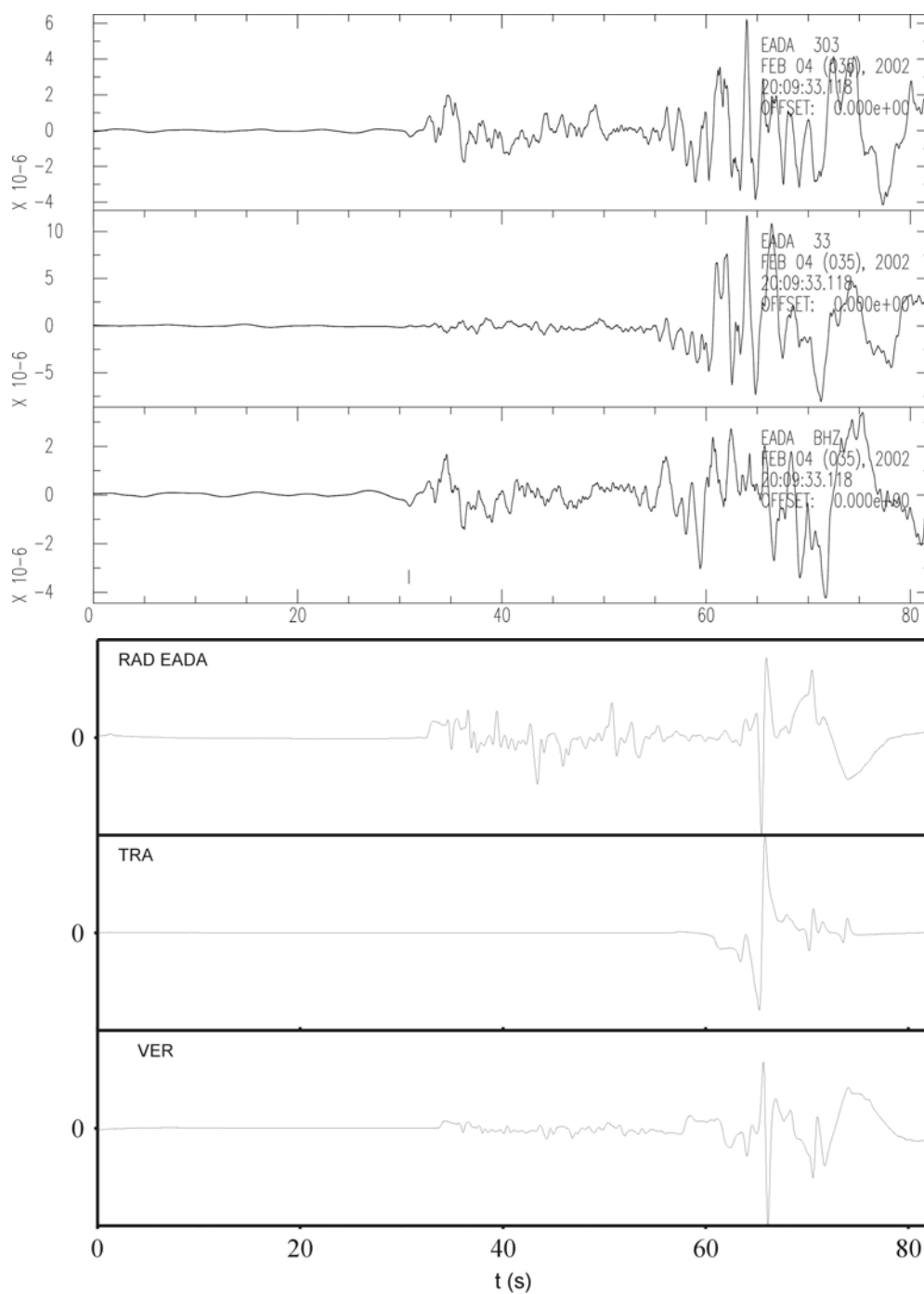
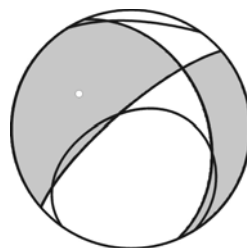


Fig. E.25 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EADA. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal.

Estación CEU

Distancia epicentral: 280.57km

Acimut: 243.61°

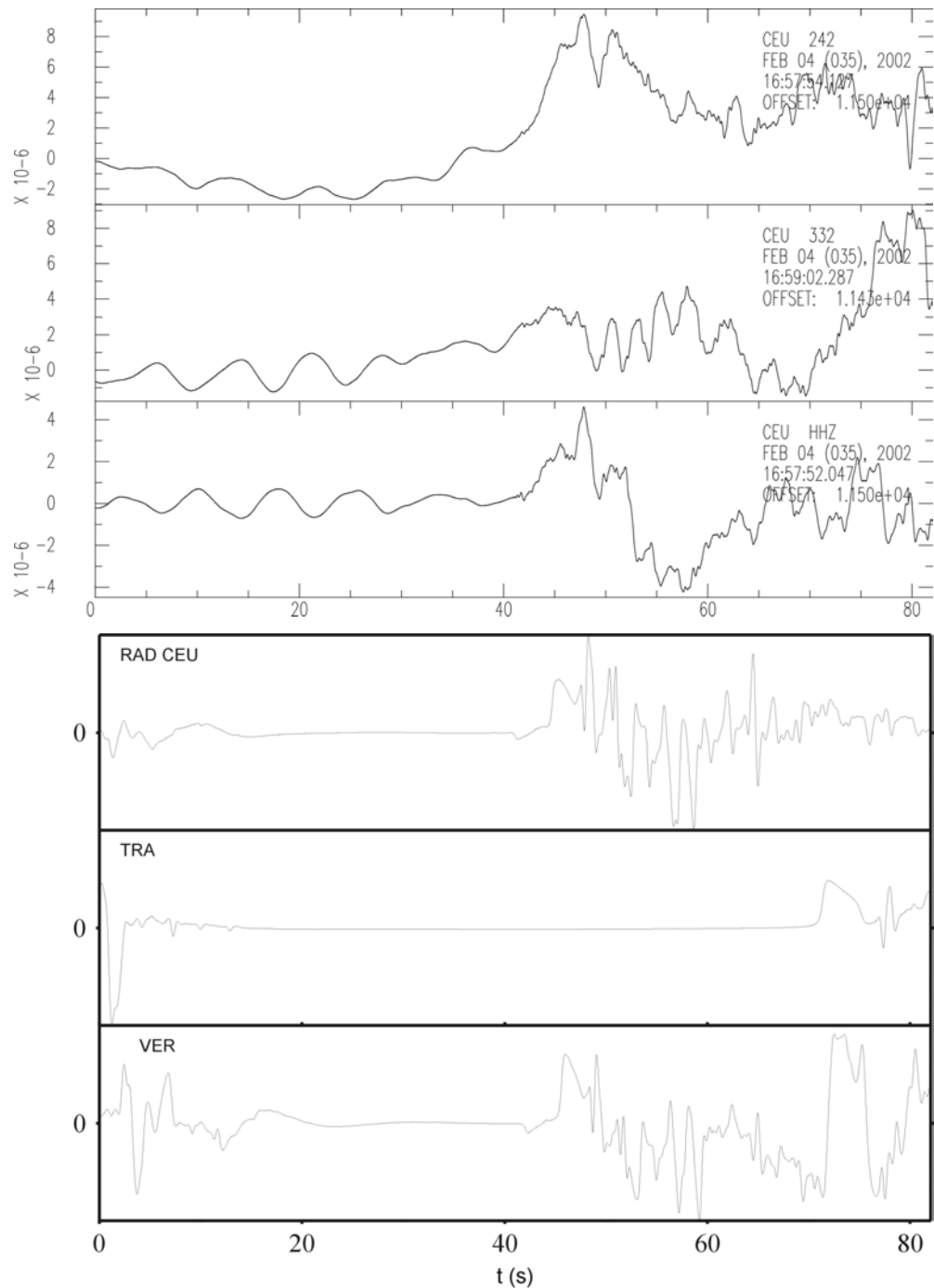
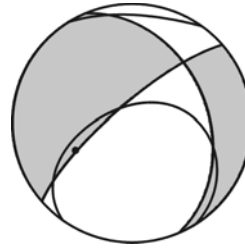


Fig. E.26 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CEU. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Gérgal. En la primera parte de los desplazamientos sintéticos se observan unas fases artificiales, que no deben ser tomadas en consideración.

Apéndice F

Este apéndice está dedicado a la presentación de los desplazamientos, observados y teóricos, relativo al terremoto de Alborán (18/2/2003), cuyo estudio de inversión se ha presentado en el capítulo 6.

Los desplazamientos teóricos corresponden a la solución mejor ($\varphi=70^\circ, \delta=57^\circ, \lambda=-12^\circ$, CLVD=9%) de la inversión con el modelo M10, profundidad de 3km y STF de 1.0s de duración. La esfera focal para esta solución se muestra en la figura E.1 junto con las polaridades observadas.

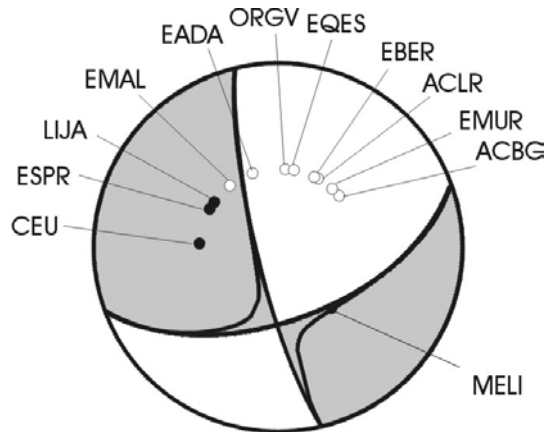


Fig. F.1 Mecanismo focal determinado para el terremoto de Alborán, utilizando el modelo M10, una STF de 1.0s y una profundidad $h=3$ km. Se muestran el mecanismo focal (doble par y CLVD) y las polaridades de las primeras llegadas de las estaciones sísmicas utilizadas (los círculos negros corresponden a compresiones, los blancos a dilataciones).

Estación ORGV

Distancia epicentral: 113.21km

Acimut: 4.47°

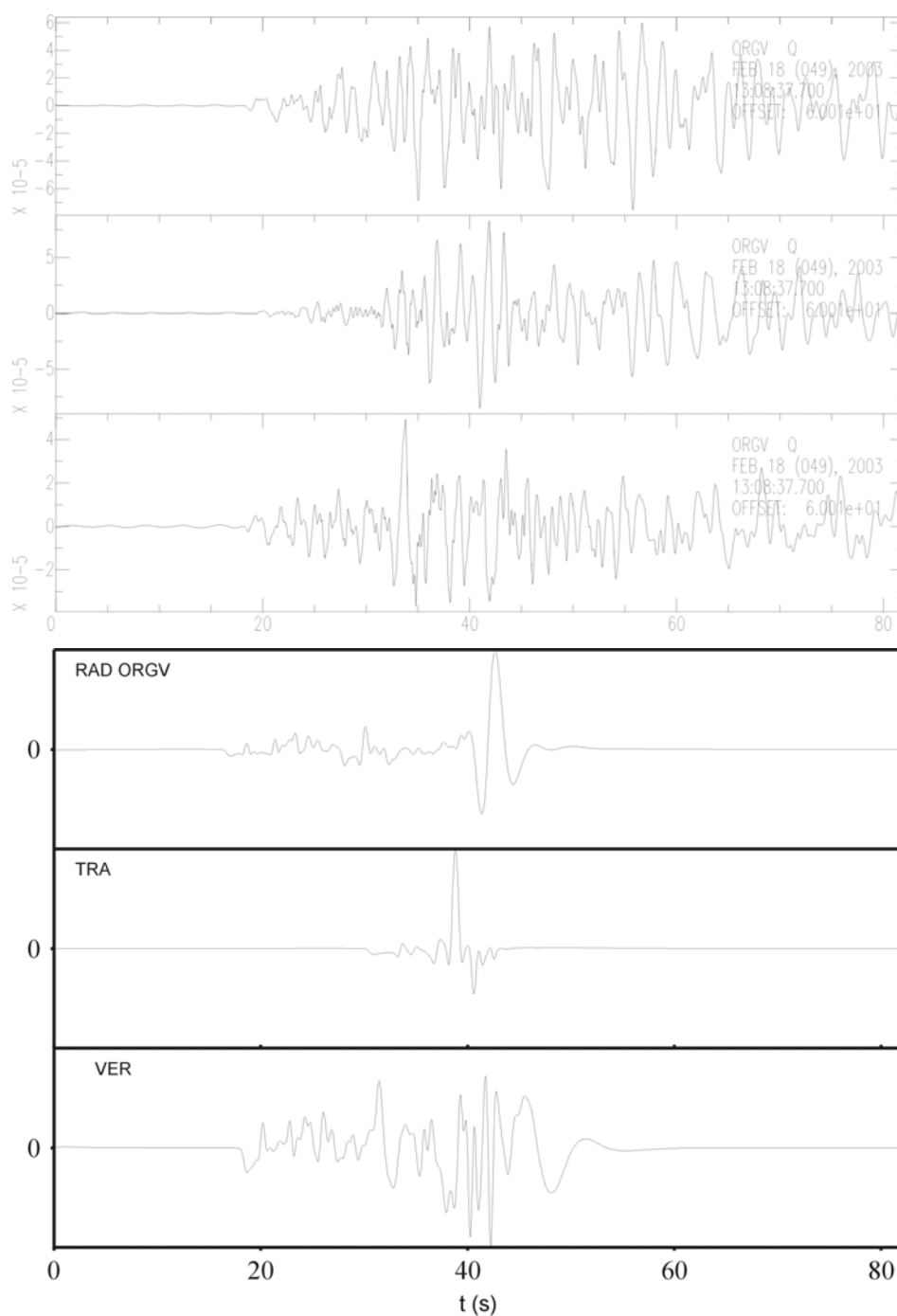
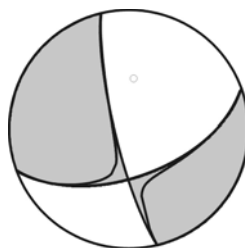


Fig. F.2 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ORGV. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación EMAL

Distancia epicentral: 129.97km

Acimut: 321.83°

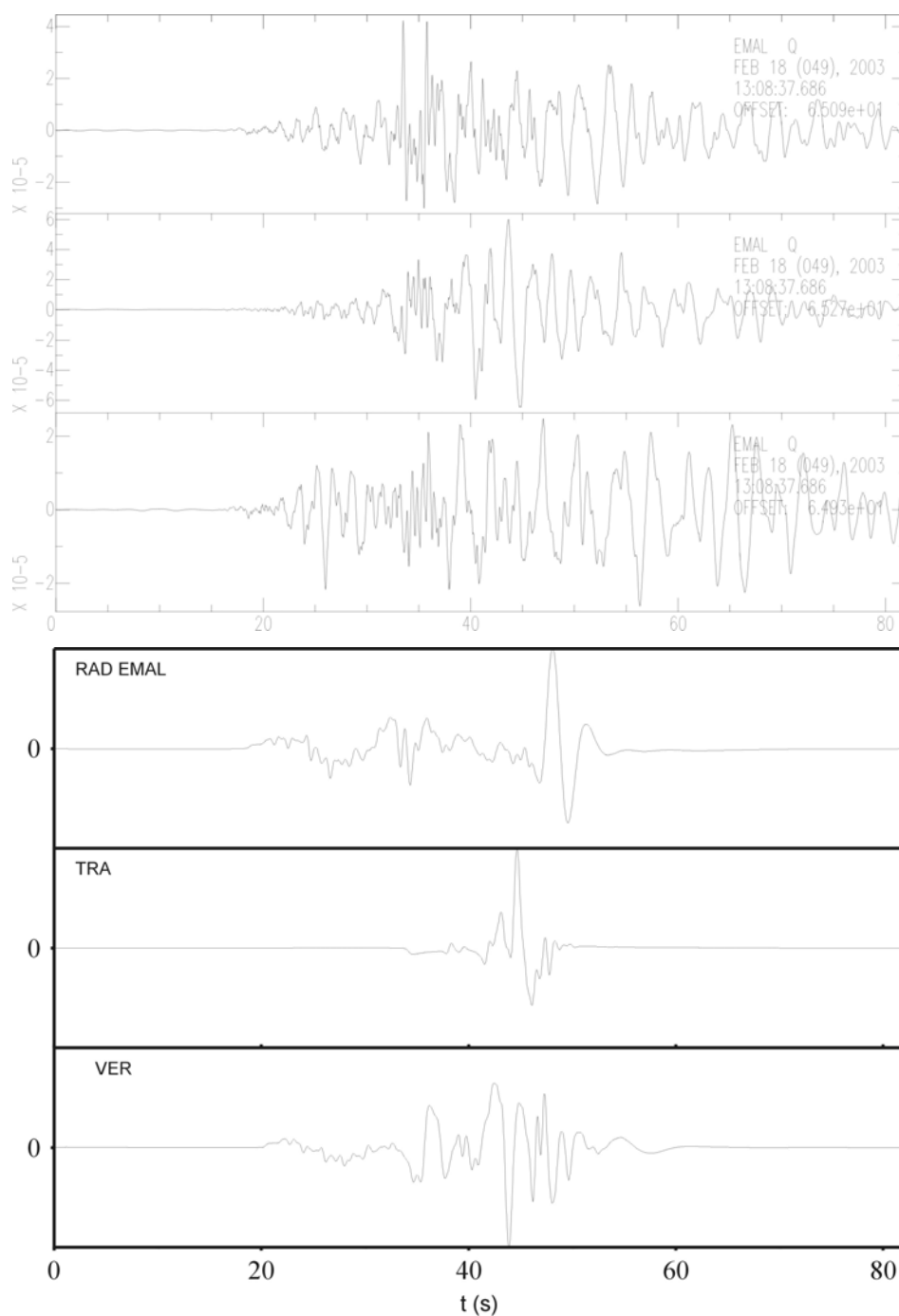
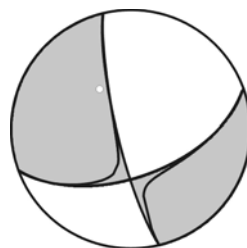


Fig. F.3 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EMAL. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación EBER

Distancia epicentral: 130.24km

Acimut: 25.87°

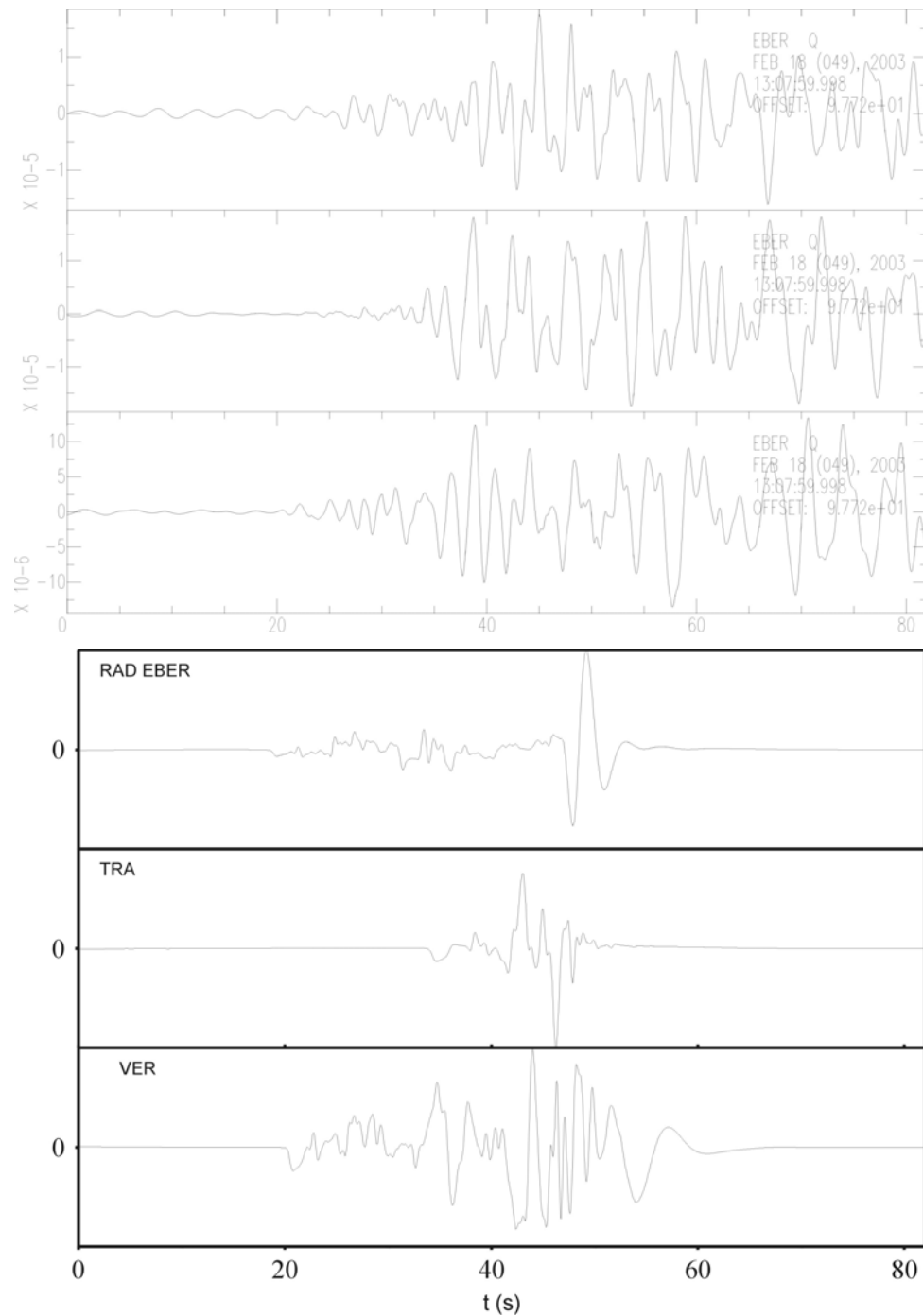
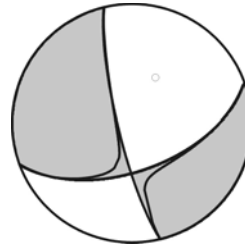


Fig. F.4 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EBER. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación ACBG

Distancia epicentral: 157.48km

Acimut: 48.99°

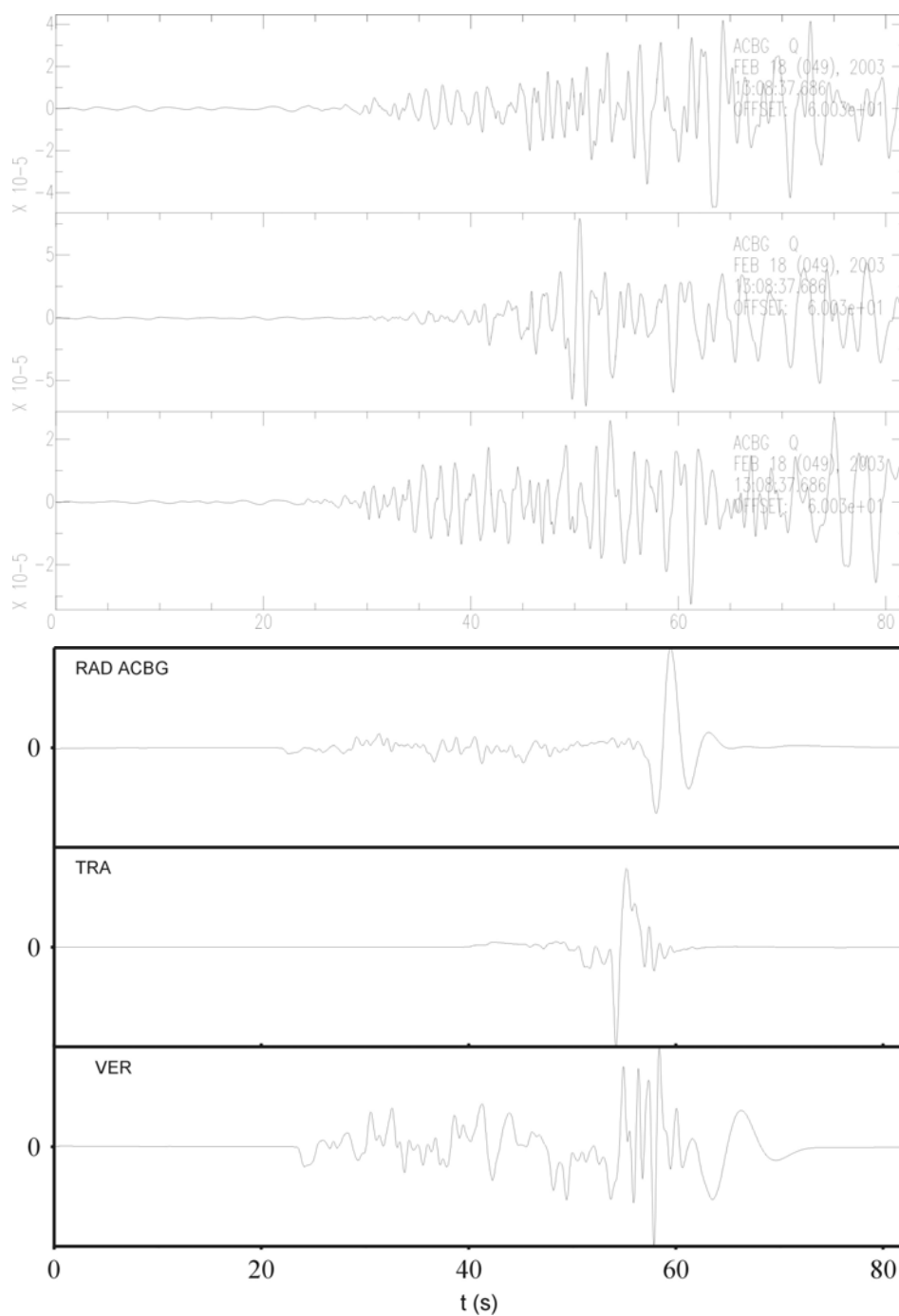
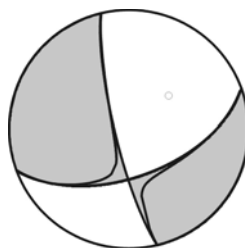


Fig. F.5 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ACBG. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación CEU

Distancia epicentral: 162.62km

Acimut: 273.43°

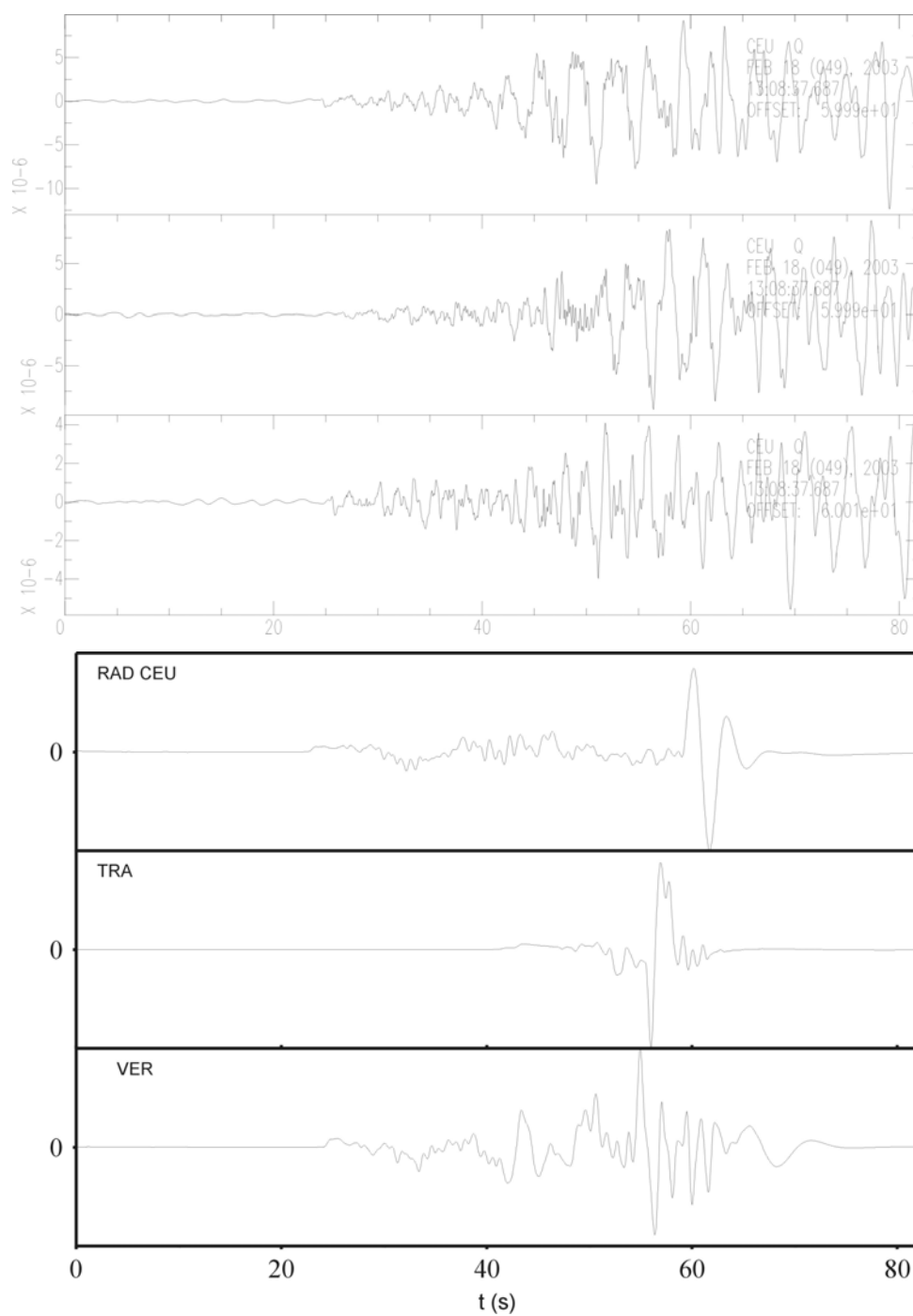
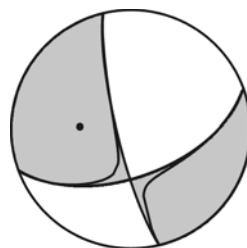


Fig. F.6 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CEU. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación ACLR

Distancia epicentral: 171.47km

Acimut: 29.25°

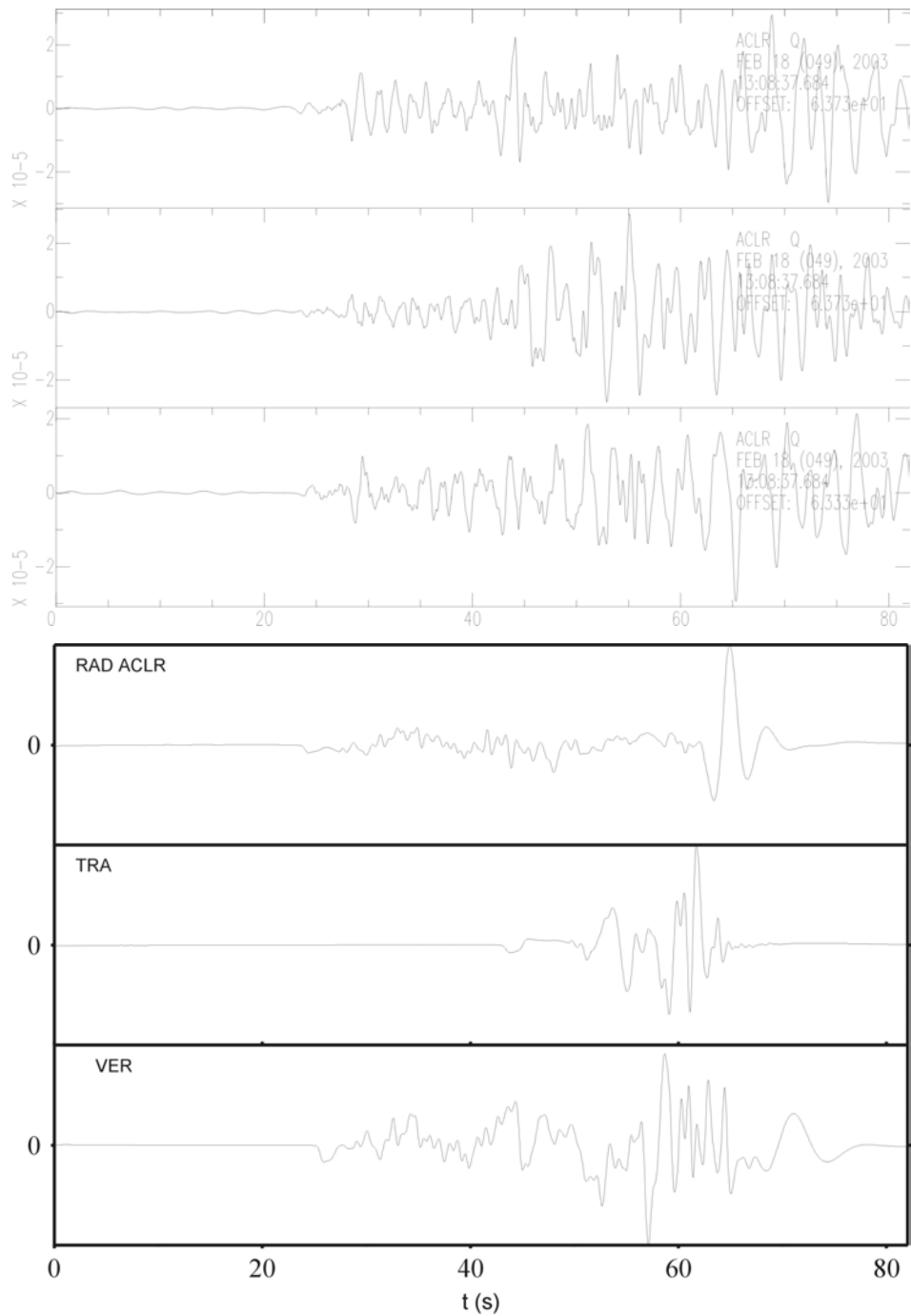
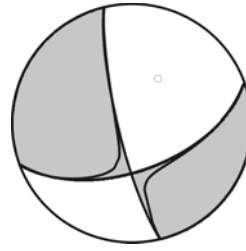


Fig. F.7 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ACLR. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación LIJA

Distancia epicentral: 205.25km

Acimut: 305.61°

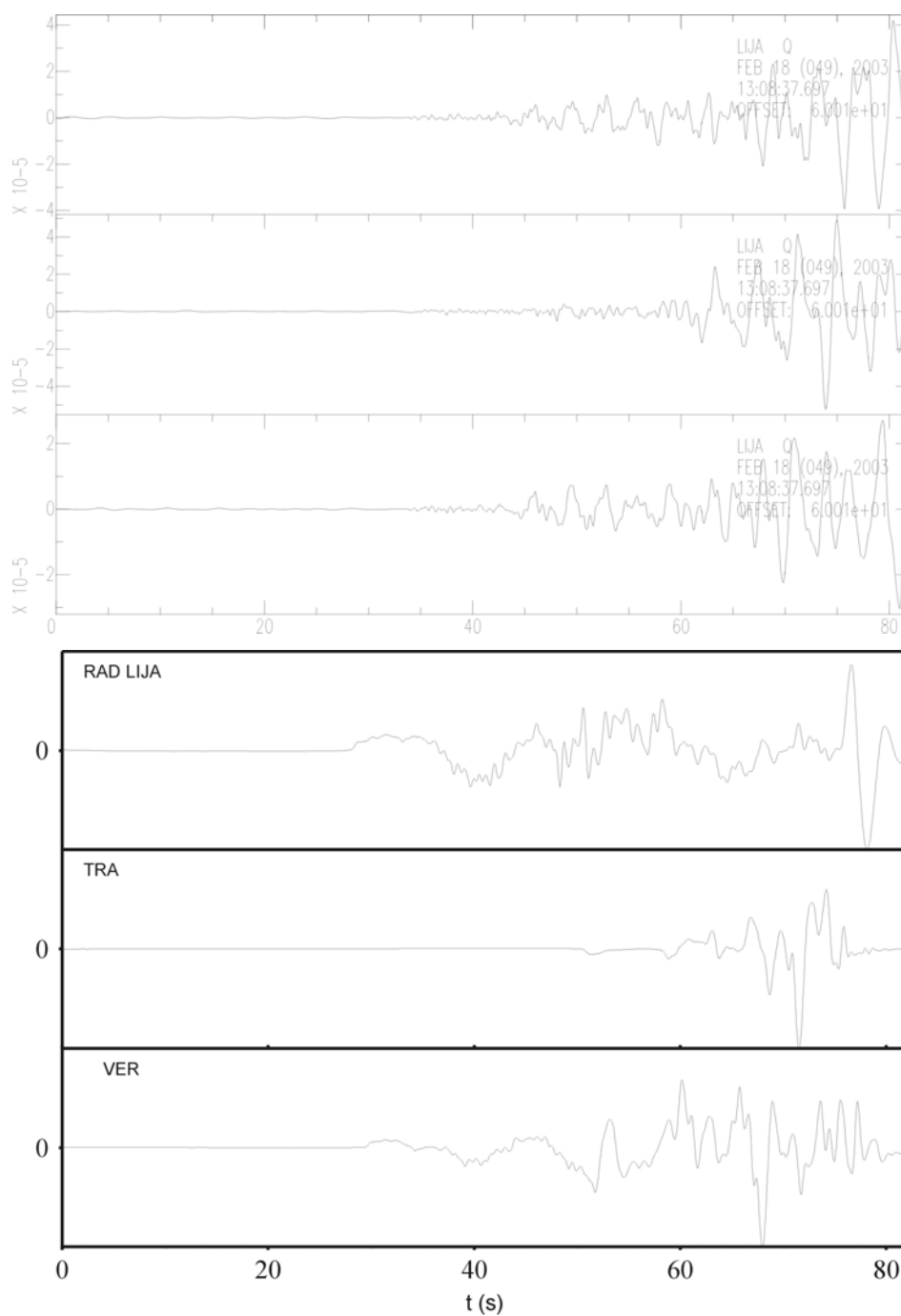
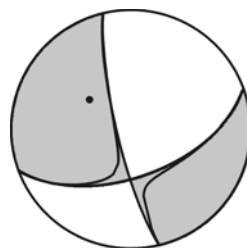


Fig. F.8 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación LIJA. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación EQES

Distancia epicentral: 221.05km

Acimut: 10.48°

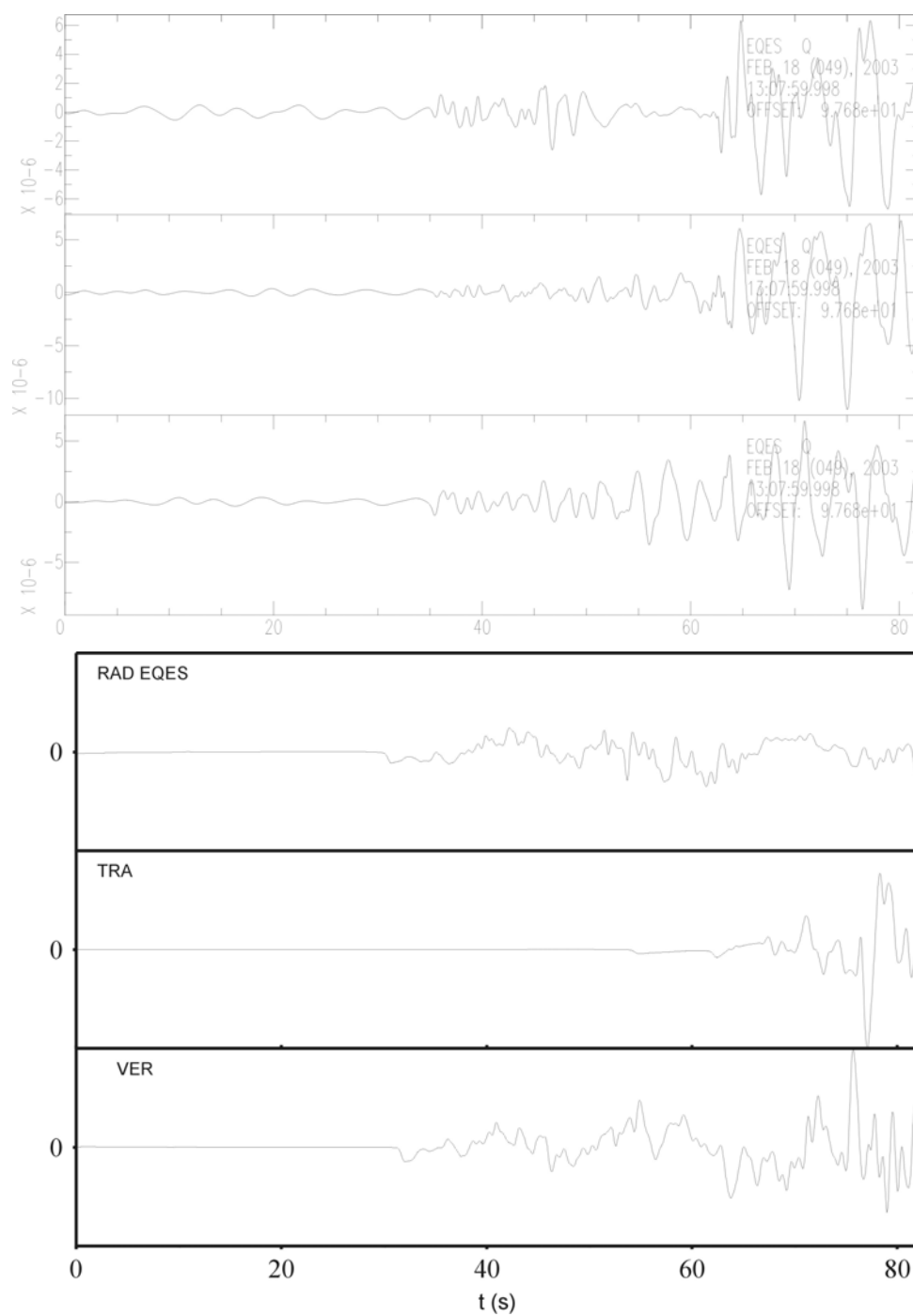
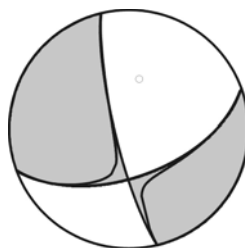


Fig. F.9 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EQES. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación ESPR

Distancia epicentral: 237.58km

Acimut: 299.29°

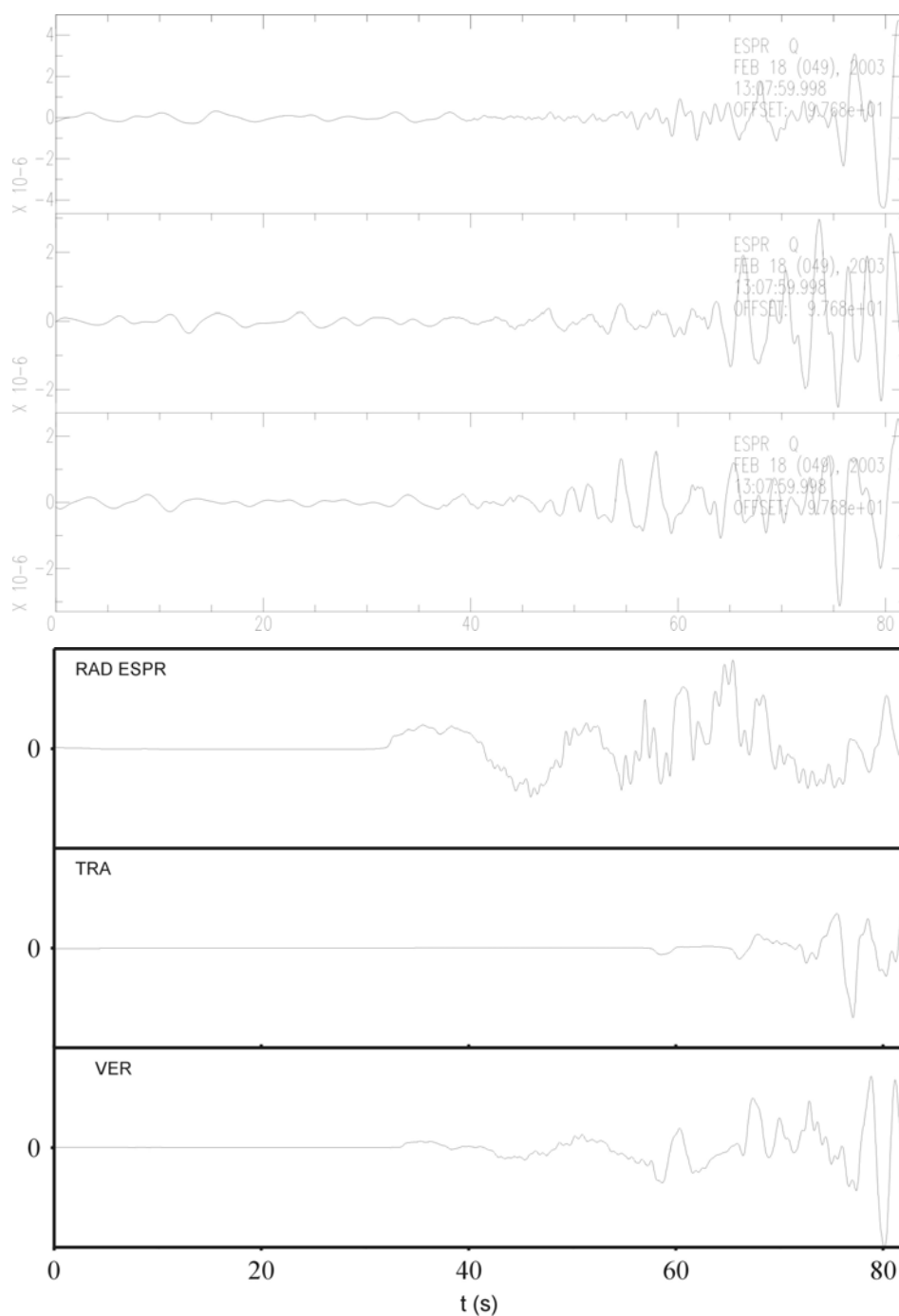
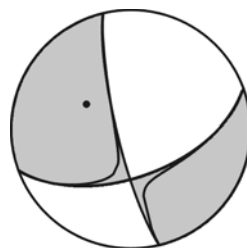


Fig. F.10 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ESPR. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación EADA

Distancia epicentral: 273.99km

Acimut: 340.43°

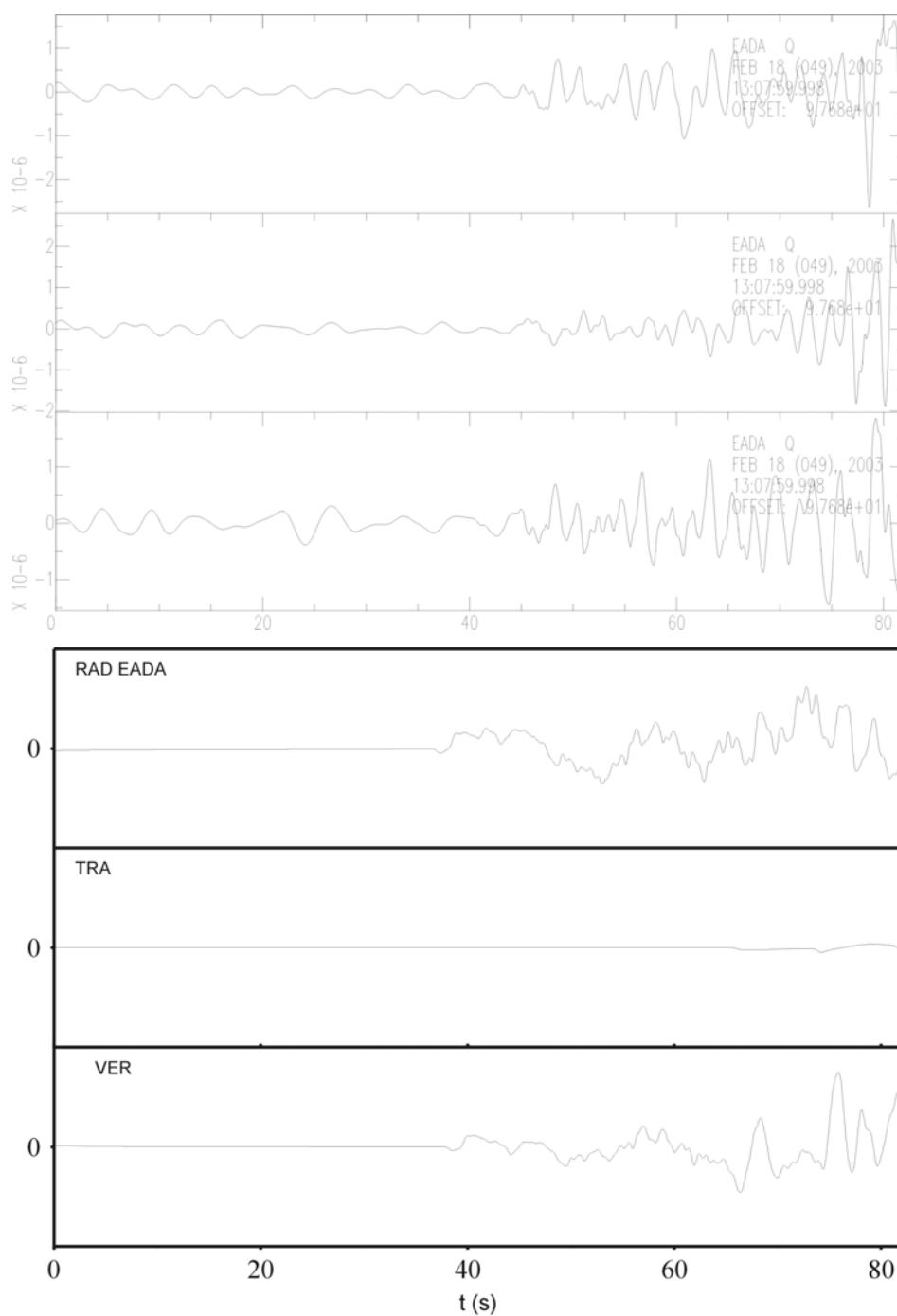
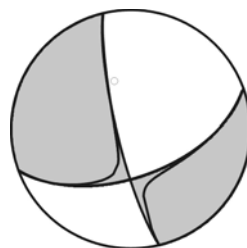


Fig. F.11 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EADA. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán.

Estación EMUR

Distancia epicentral: 301.01km

Acimut: 41.91°

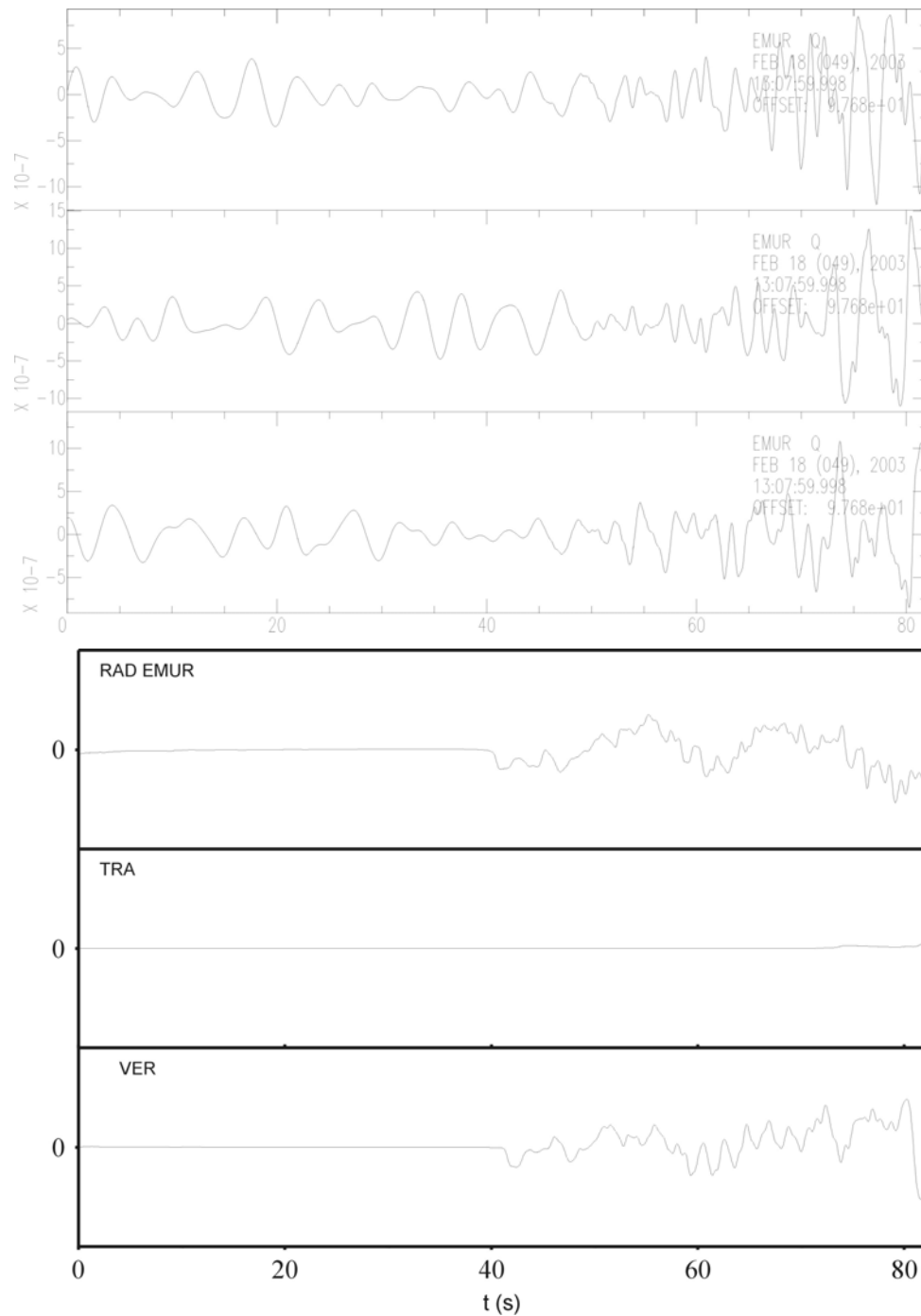
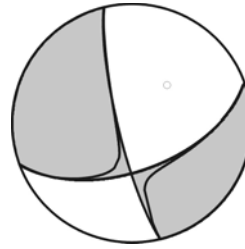


Fig. F.12 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EMUR. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto de Alborán

Apéndice G

En este apéndice se presentan los desplazamientos observados y teóricos relativos al primer terremoto del Ripollés (26/2/2003), cuyo estudio de inversión se ha presentado en el capítulo 6.

Los desplazamientos teóricos se han obtenido para la siguiente solución (figura G.1): $\varphi=57^\circ, \delta=44^\circ, \lambda=34^\circ$ y CLVD=1%. Se ha utilizado el modelo de Tierra M11, una profundidad de 7km y STF de 0.5s de duración.

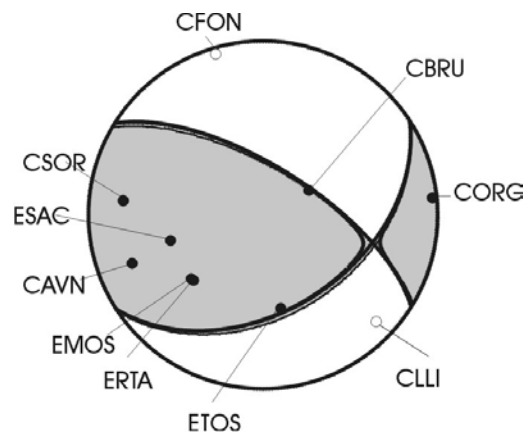


Fig. G.1 Mecanismo focal determinado para el primer terremoto del Ripollés, utilizando el modelo M11, una STF de 0.5s y una profundidad $h=7\text{km}$. Se muestran el mecanismo focal (doble par y CLVD) y las polaridades de las primeras llegadas de las estaciones sísmicas utilizadas (los círculos negros corresponden a compresiones, los blancos a dilataciones).

Estación CBRU

Distancia epicentral: 4.09km

Acimut: 61.67°

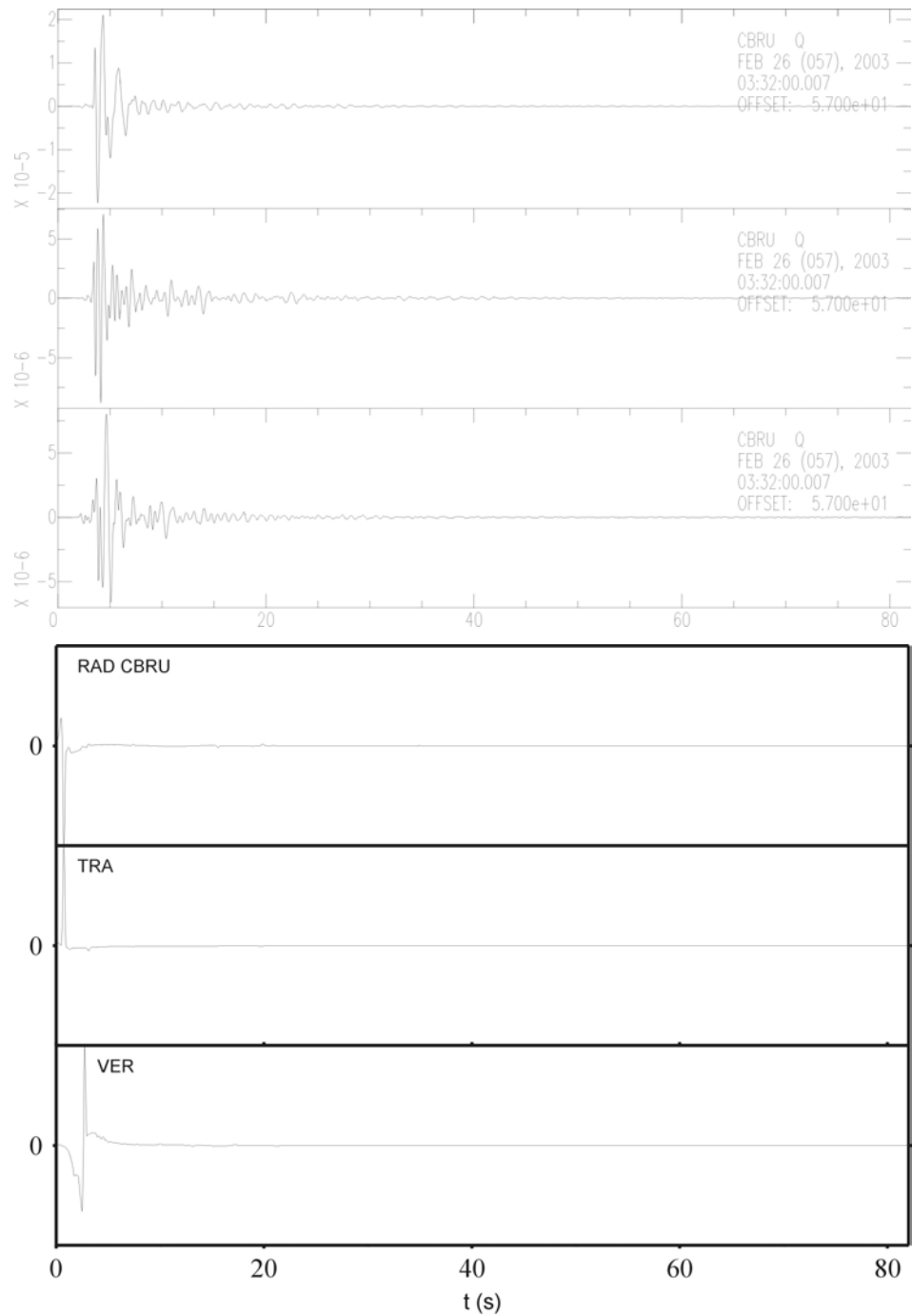
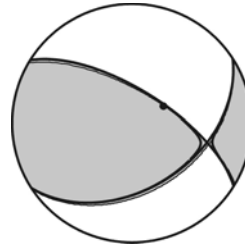
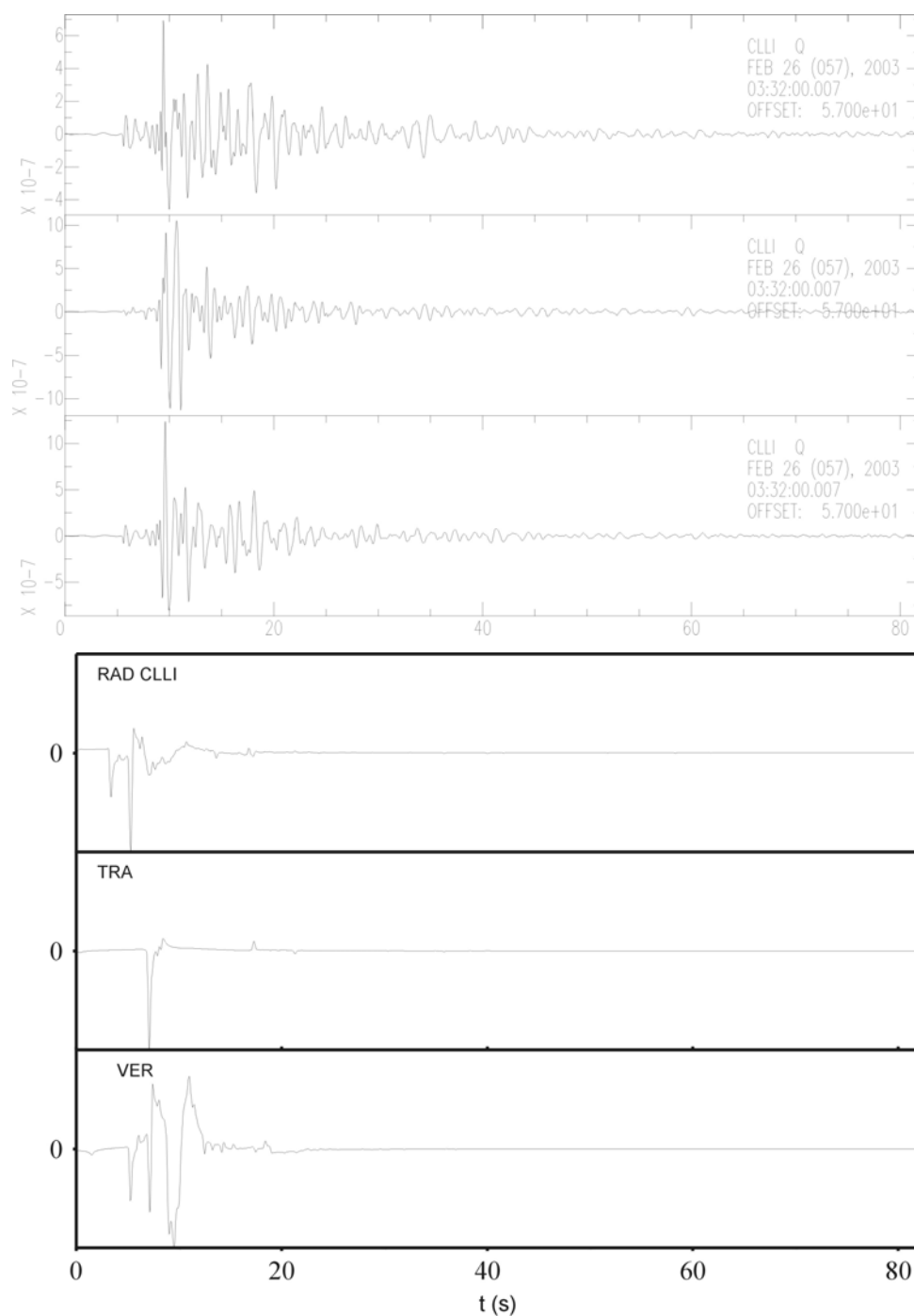
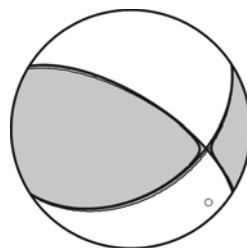


Fig. G.2 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CBRU. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación CLLI

Distancia epicentral: 28.35km

Acimut: 133.66°



Estación CFON

Distancia epicentral: 62.48km

Acimut: 343.66°

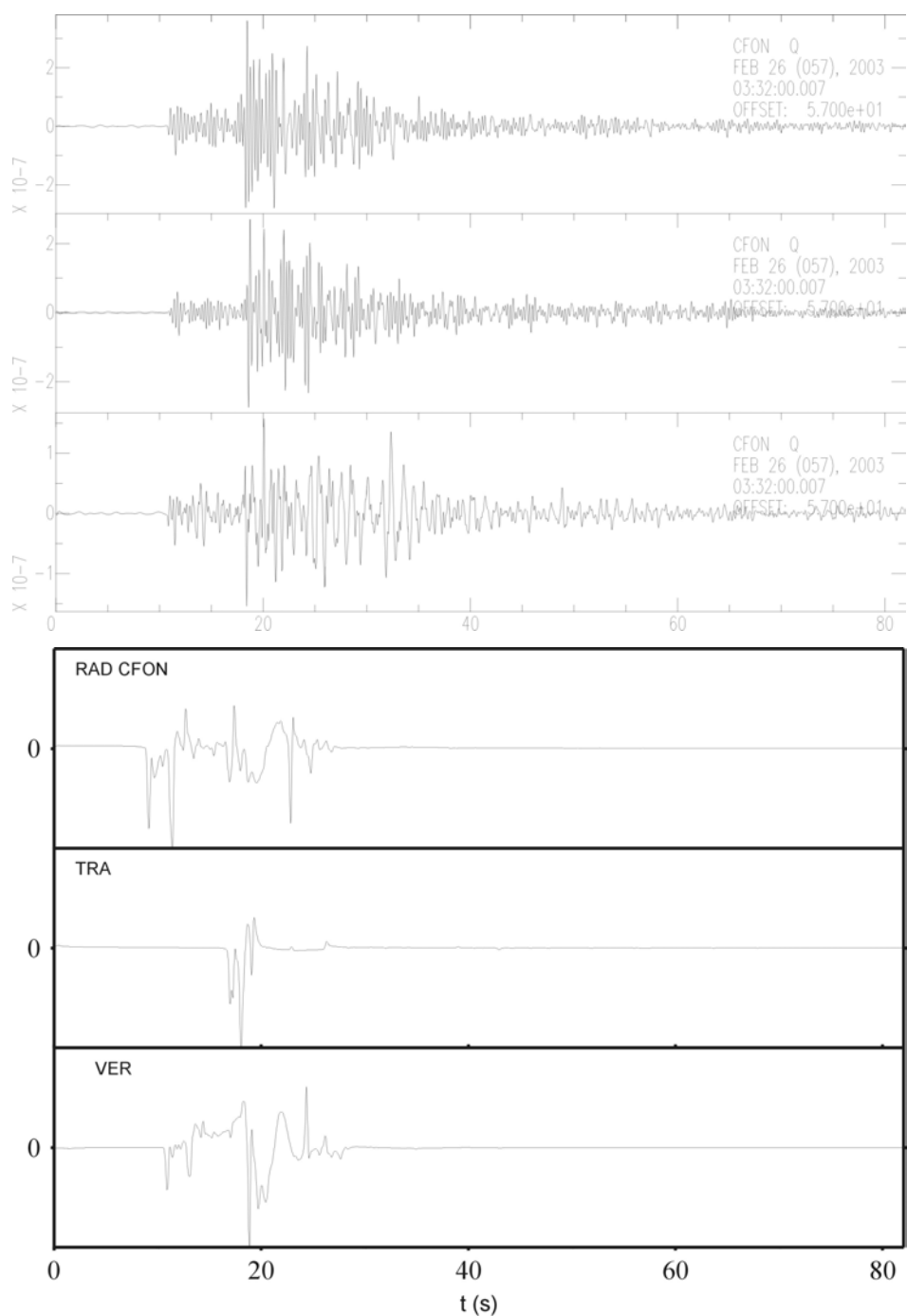
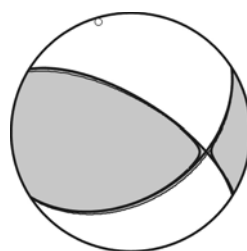


Fig. G.4 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CFON. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación CORG

Distancia epicentral: 75.11km

Acimut: 84.14°

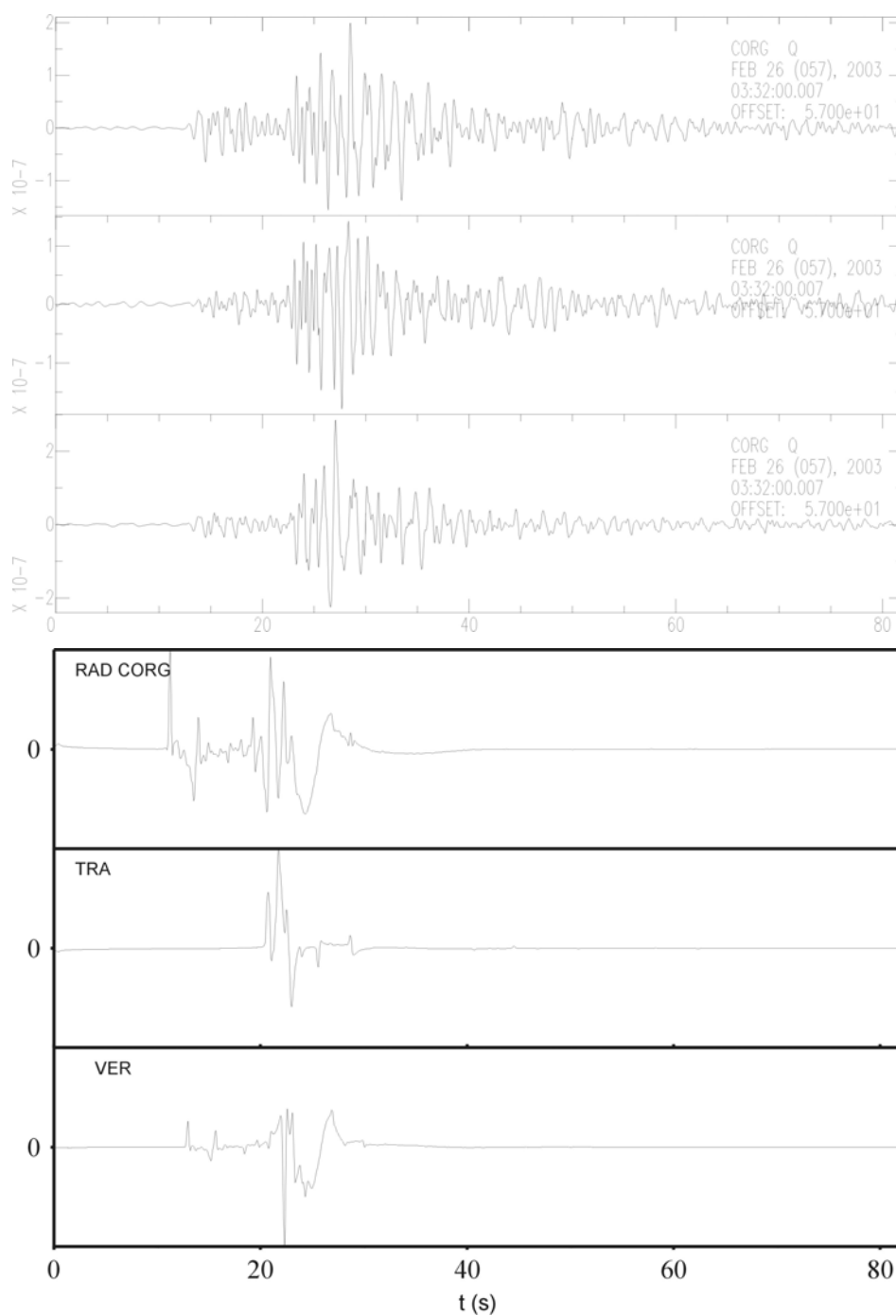
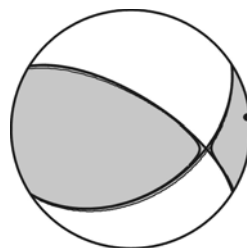


Fig. G.5 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CORG. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación CSOR

Distancia epicentral: 90.07km

Acimut: 275.49°

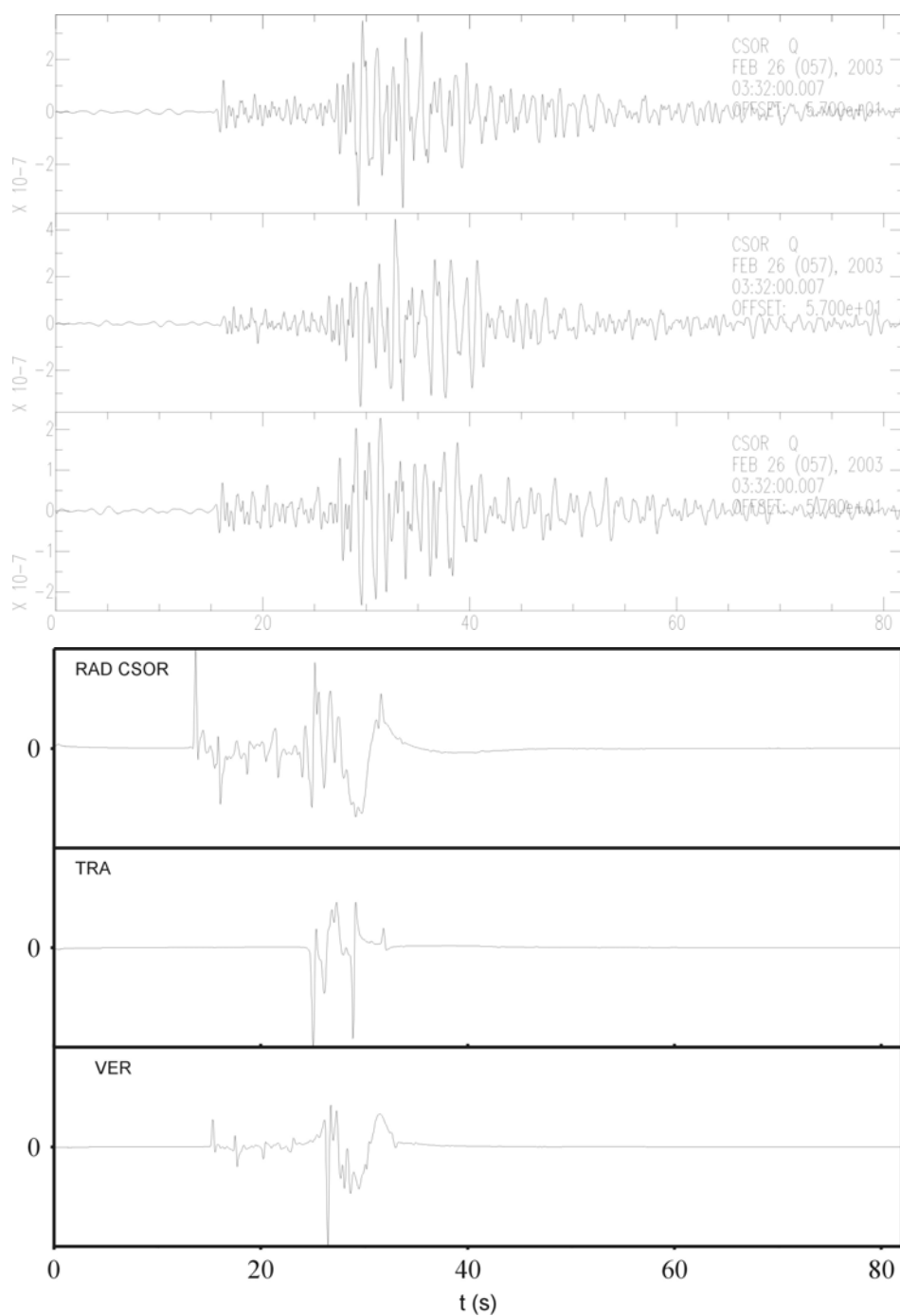
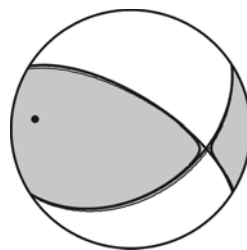


Fig. G.6 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CSOR. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación CAVN

Distancia epicentral: 130.27km

Acimut: 249.52°

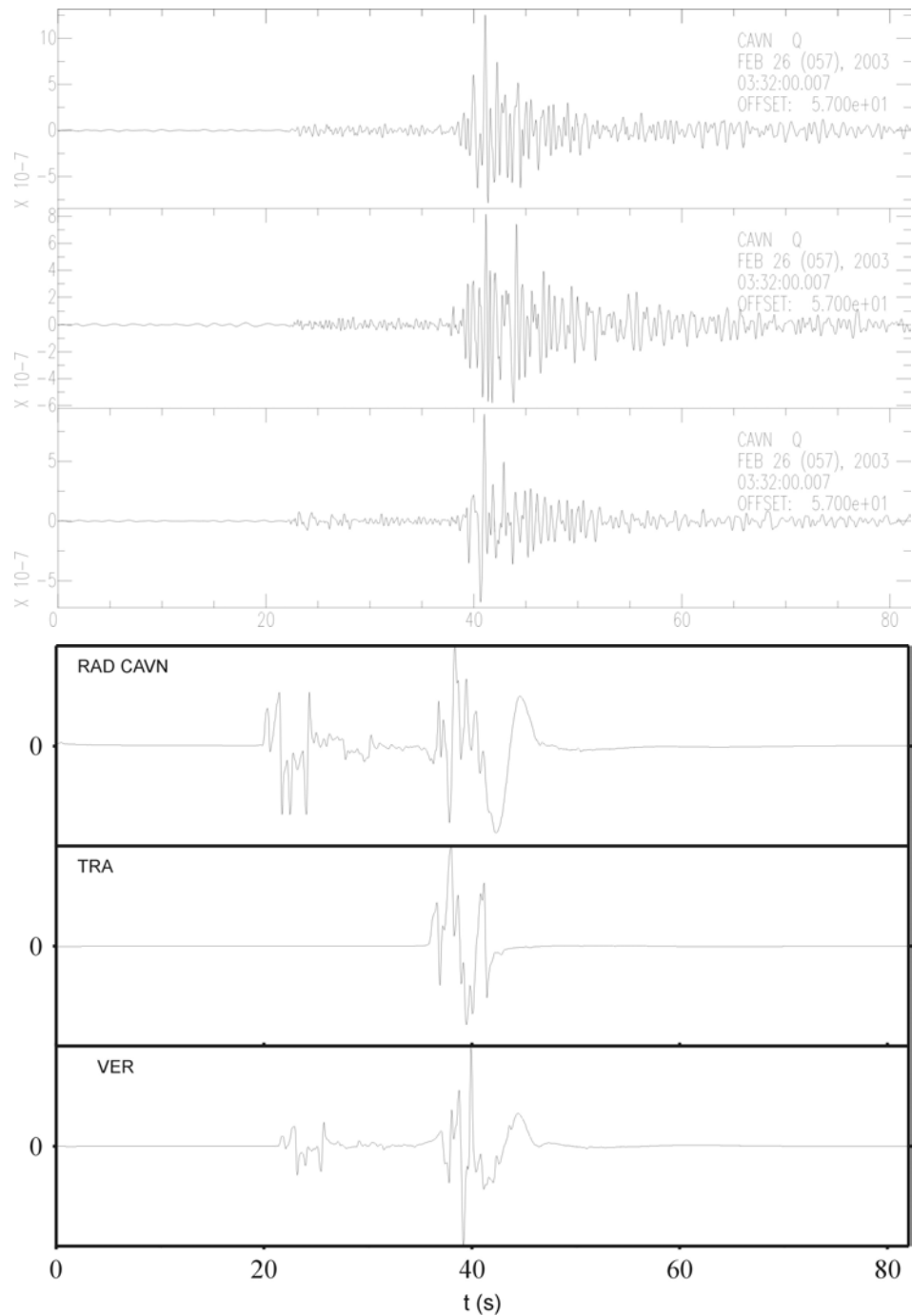
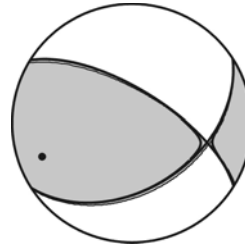


Fig. G.7 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CAVN. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación ERTA

Distancia epicentral: 216.88km

Acimut: 227.12°

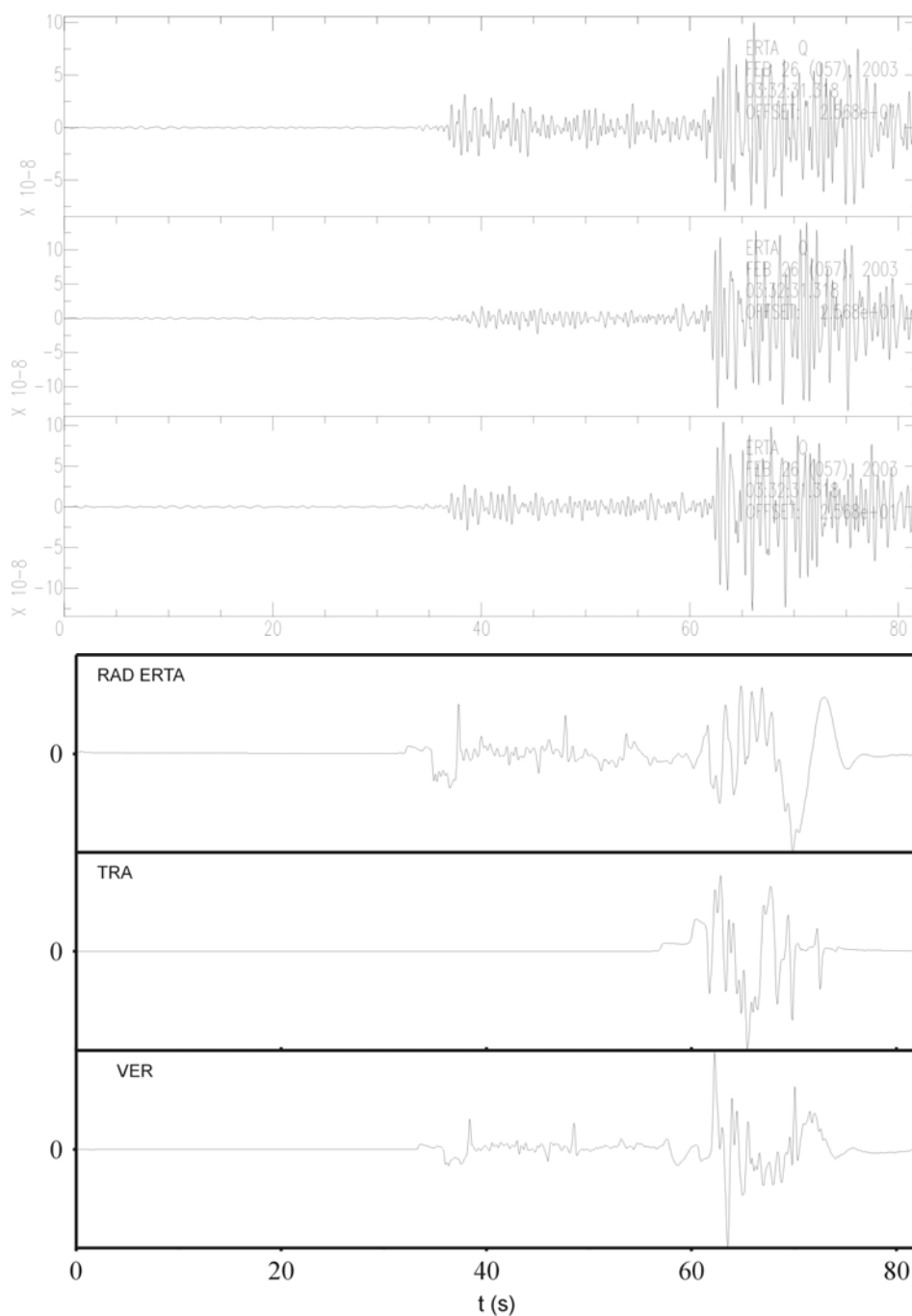
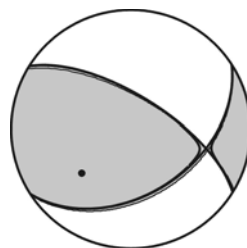


Fig. G.8 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ERTA. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación ESAC

Distancia epicentral: 231.92km

Acimut: 254.77°

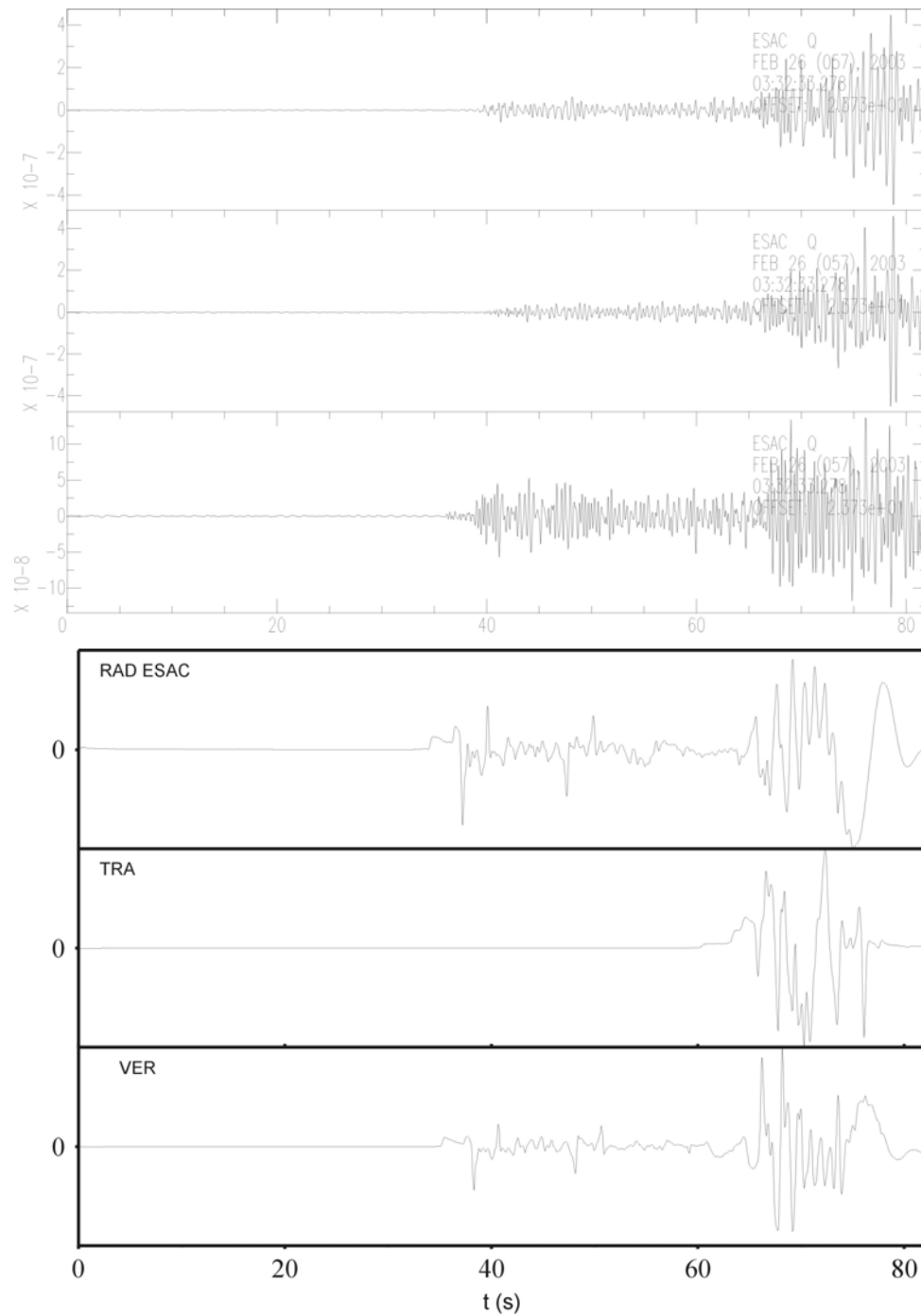
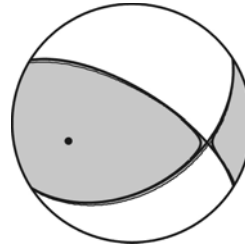


Fig. G.9 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ESAC. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación ETOS

Distancia epicentral: 285.48km

Acimut: 169.81°

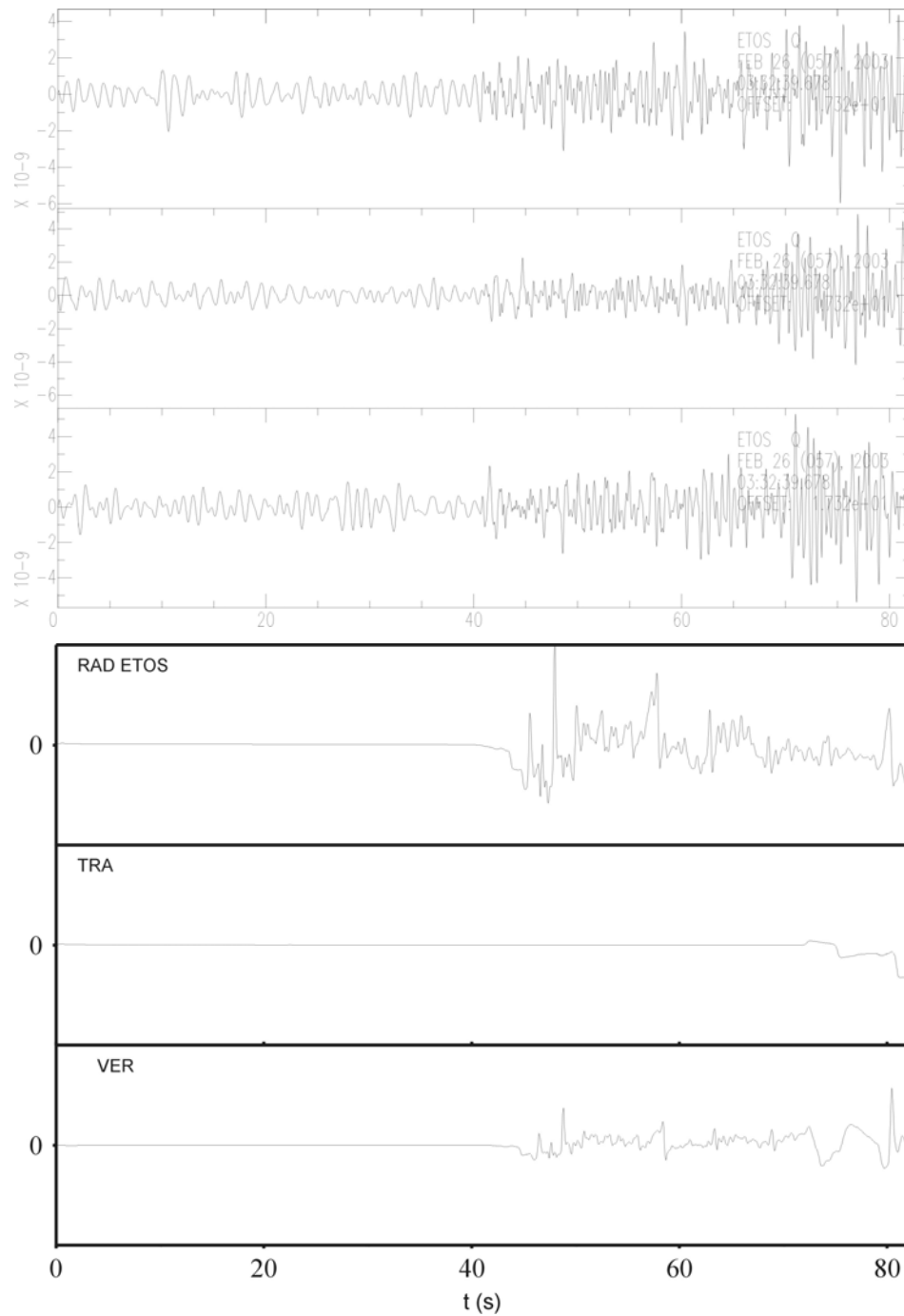
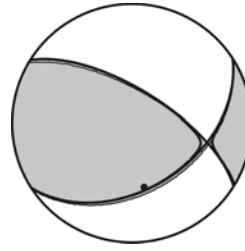


Fig. G.10 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ETOS. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación EMOS

Distancia epicentral: 311.48km

Acimut: 227.24°

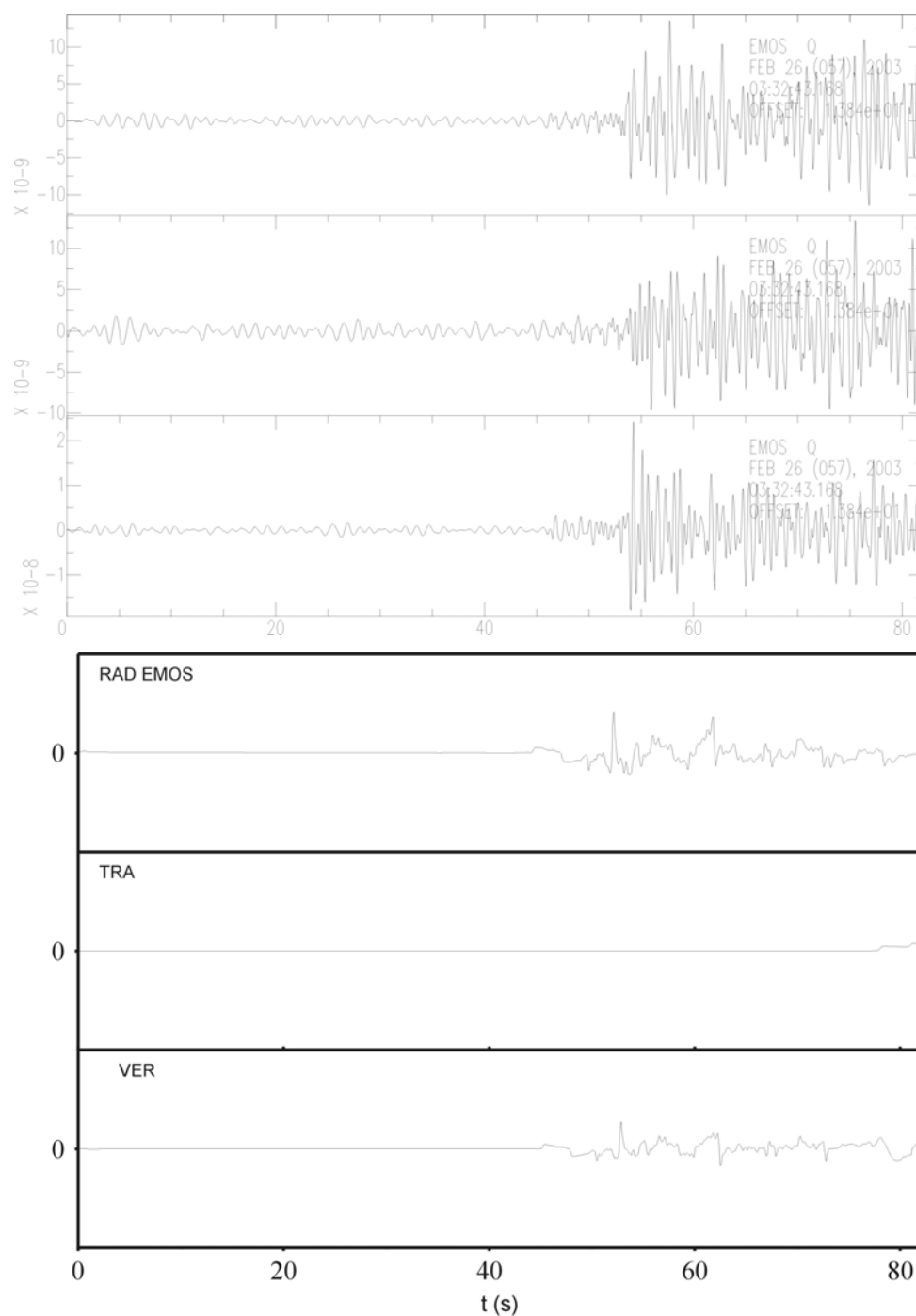
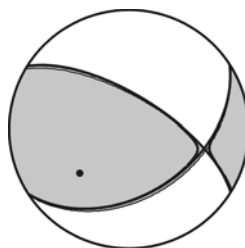


Fig. G.11 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EMOS. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Apéndice H

Este apéndice está dedicado a la presentación de los desplazamientos, observados y teóricos, relativo al segundo terremoto del Ripollés (21/9/2004), cuyo estudio de inversión se ha presentado en el capítulo 6.

Los desplazamientos teóricos se han obtenido para la solución siguiente (figura H.1): $\varphi=15^\circ$, $\delta=9^\circ$, $\lambda=-57^\circ$ y $\text{CLVD}=41\%$. Se ha utilizado el modelo de Tierra M11, una profundidad de 4km y una STF de 0.5s de duración.

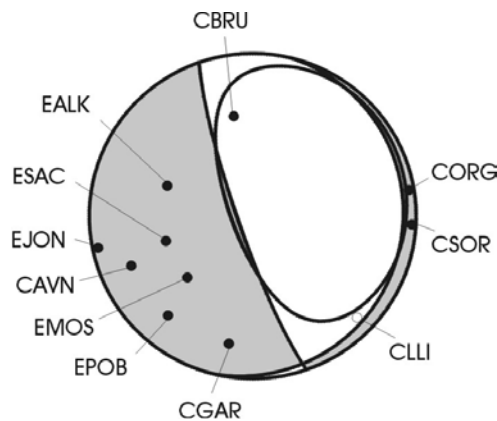


Fig. H.1 Mecanismo focal determinado para el segundo terremoto del Ripollés, utilizando el modelo M11, una STF de 0.5s y una profundidad $h=4\text{km}$. Se muestran el mecanismo focal (doble par y CLVD) y las polaridades de las primeras llegadas de las estaciones sísmicas utilizadas (los círculos negros corresponden a compresiones, los blancos a dilataciones).

Estación CBRU

Distancia epicentral: 5.93km

Acimut: 349.35°

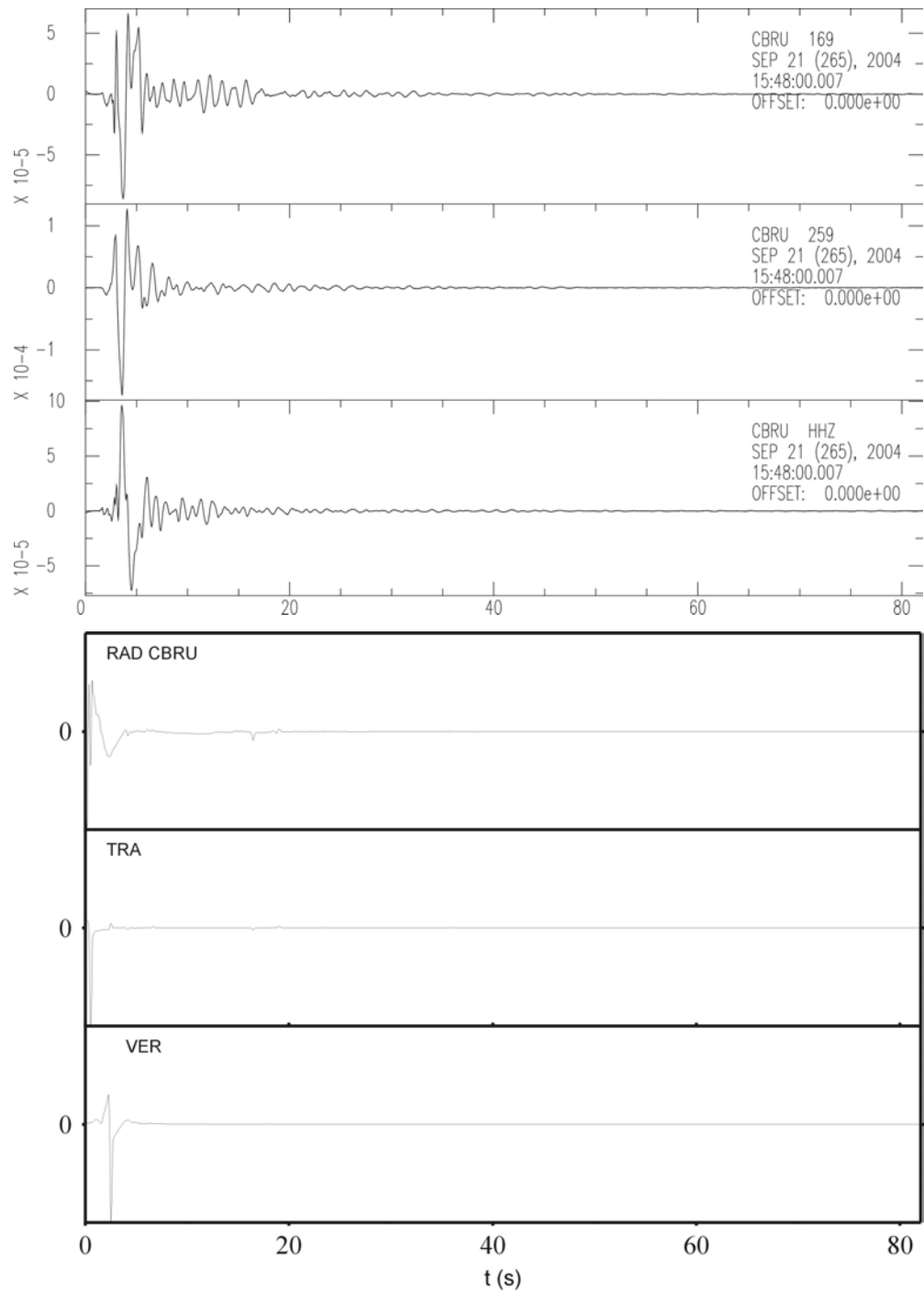
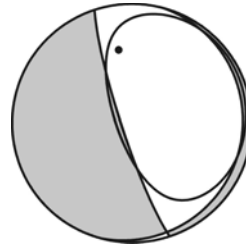


Fig. H.2 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CBRU. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación CLLI

Distancia epicentral: 22.28km

Acimut: 134.73°

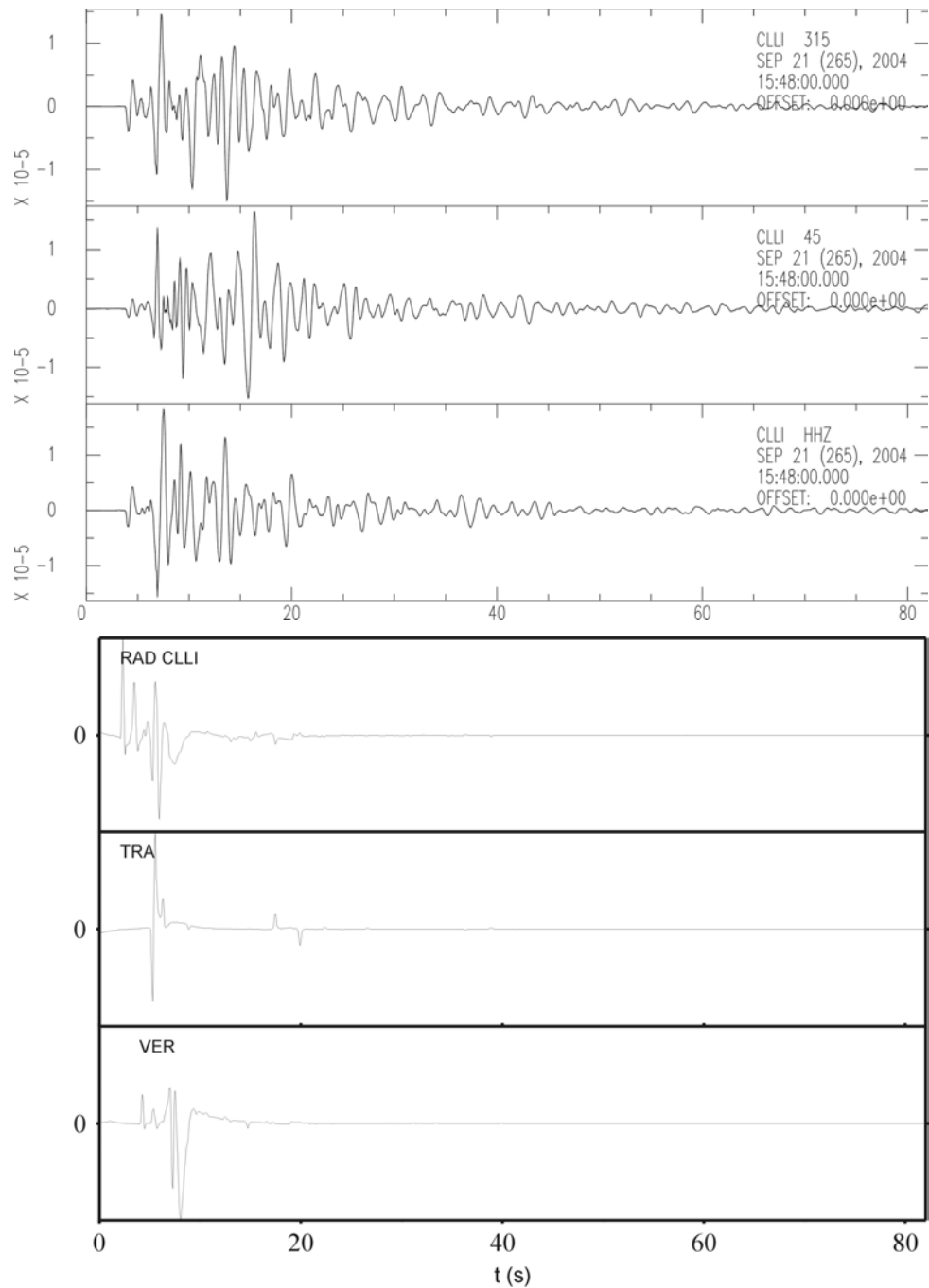
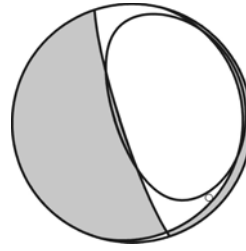


Fig. H.3 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CLLI. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación EJON

Distancia epicentral: 60.59km

Acimut: 258.07°

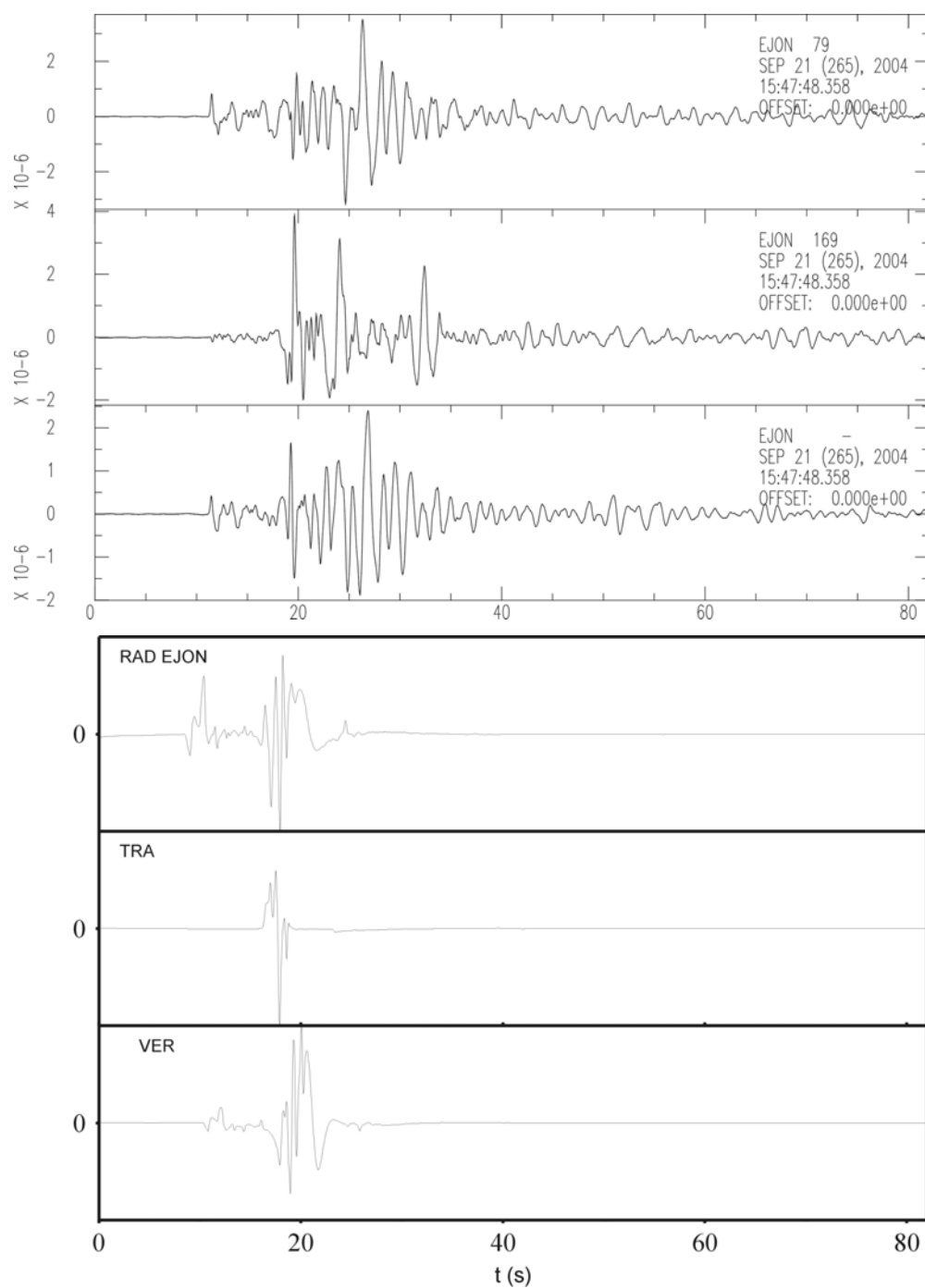
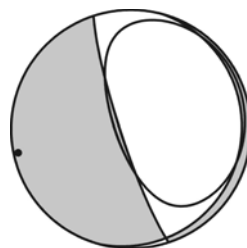


Fig. H.4 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EJON. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación CORG

Distancia epicentral: 70.98km

Acimut: 80.59°

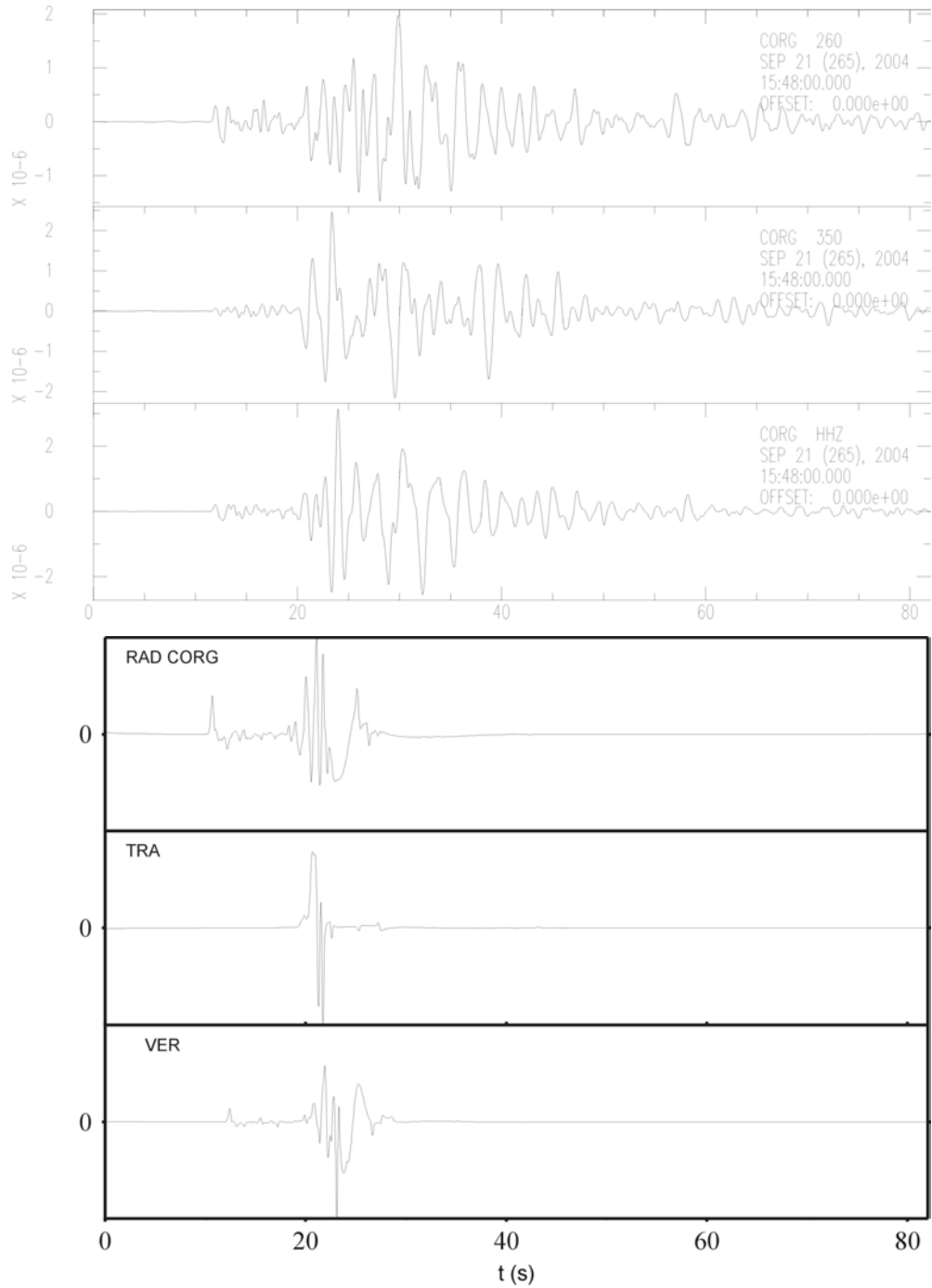
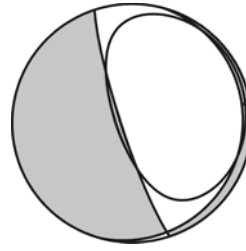


Fig. H.5 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CORG. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación CSOR

Distancia epicentral: 85.10km

Acimut: 93.16°

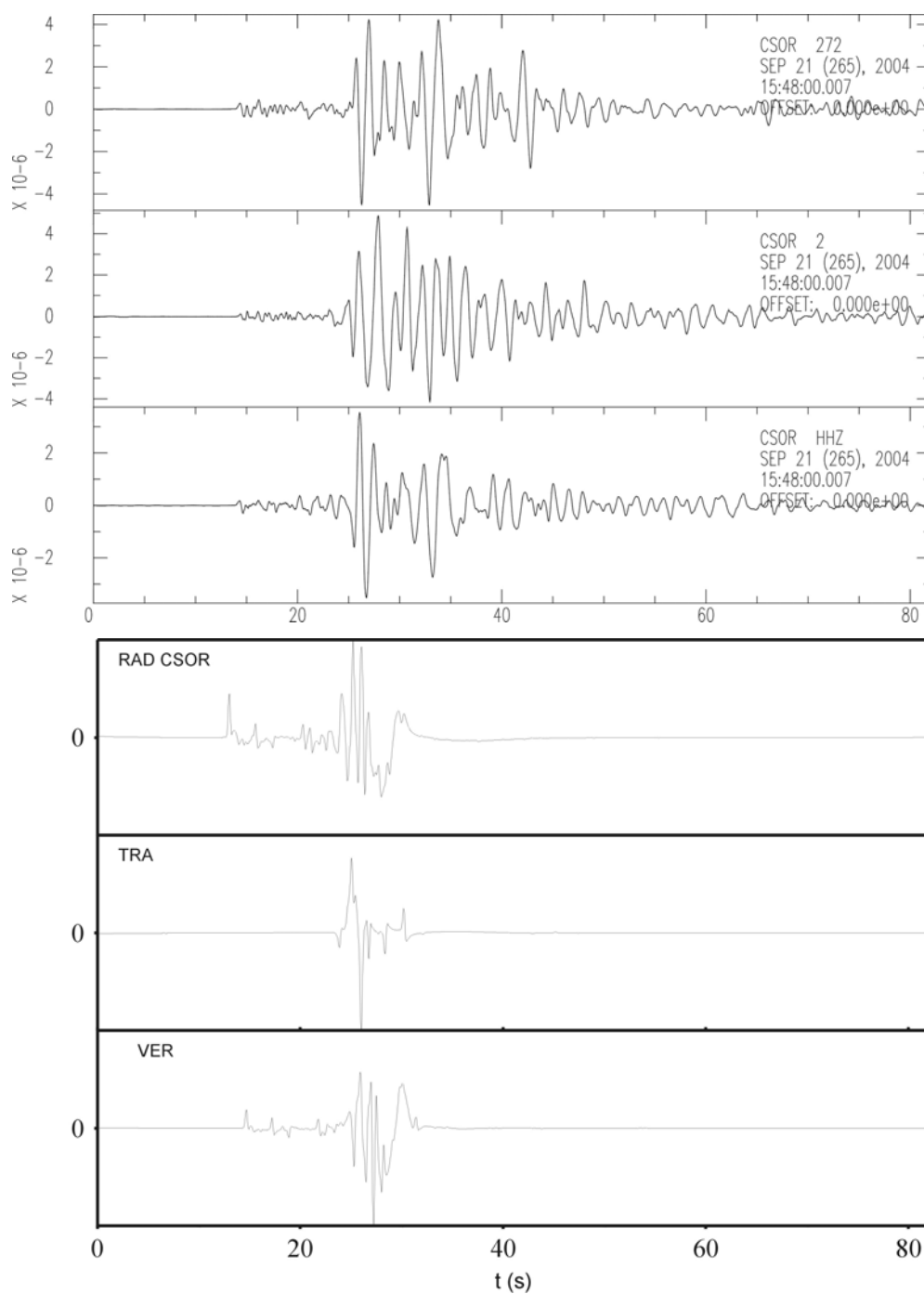
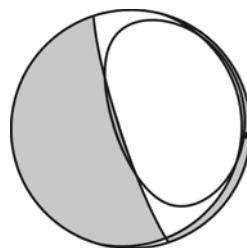


Fig. H.6 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CSOR. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación CGAR

Distancia epicentral: 117.63km

Acimut: 190.33°

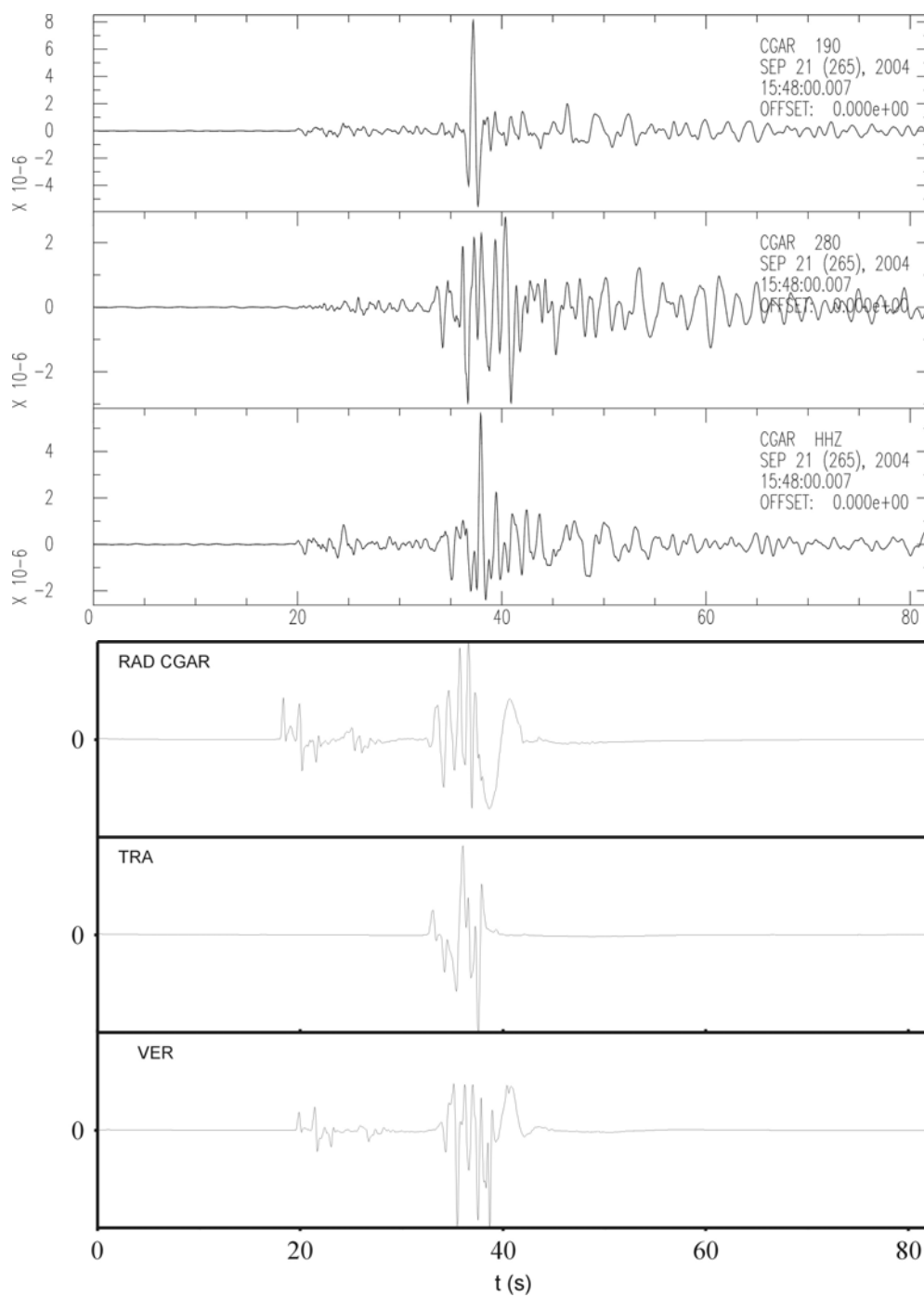
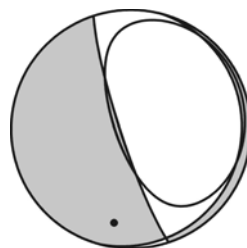


Fig. H.7 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CGAR. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación CAVN

Distancia epicentral: 127.35km

Acimut: 247.10°

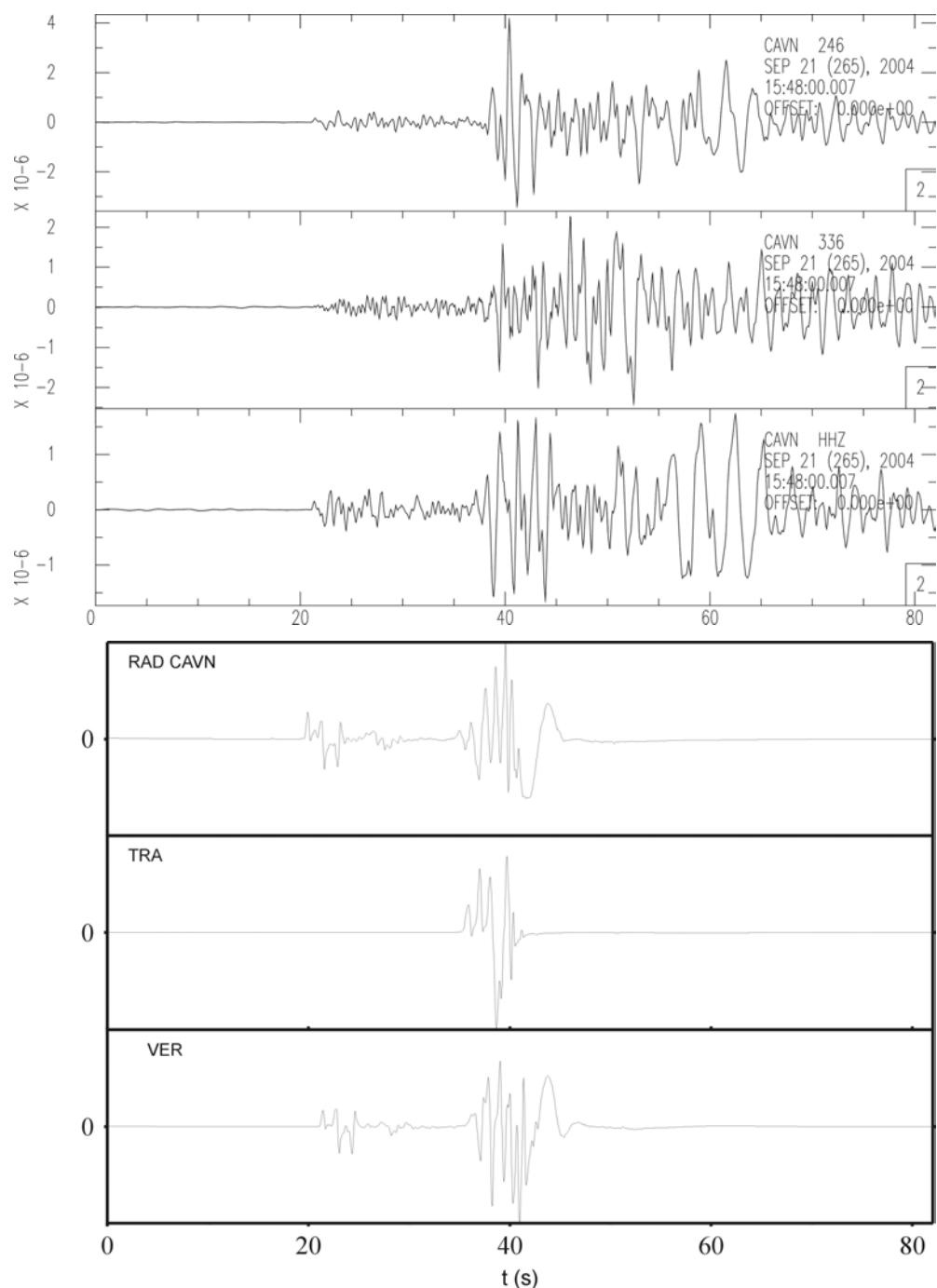
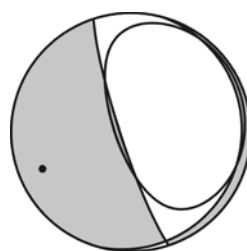


Fig. H.8 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación CAVN. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación EPOB

Distancia epicentral: 141.74km

Acimut: 219.92°

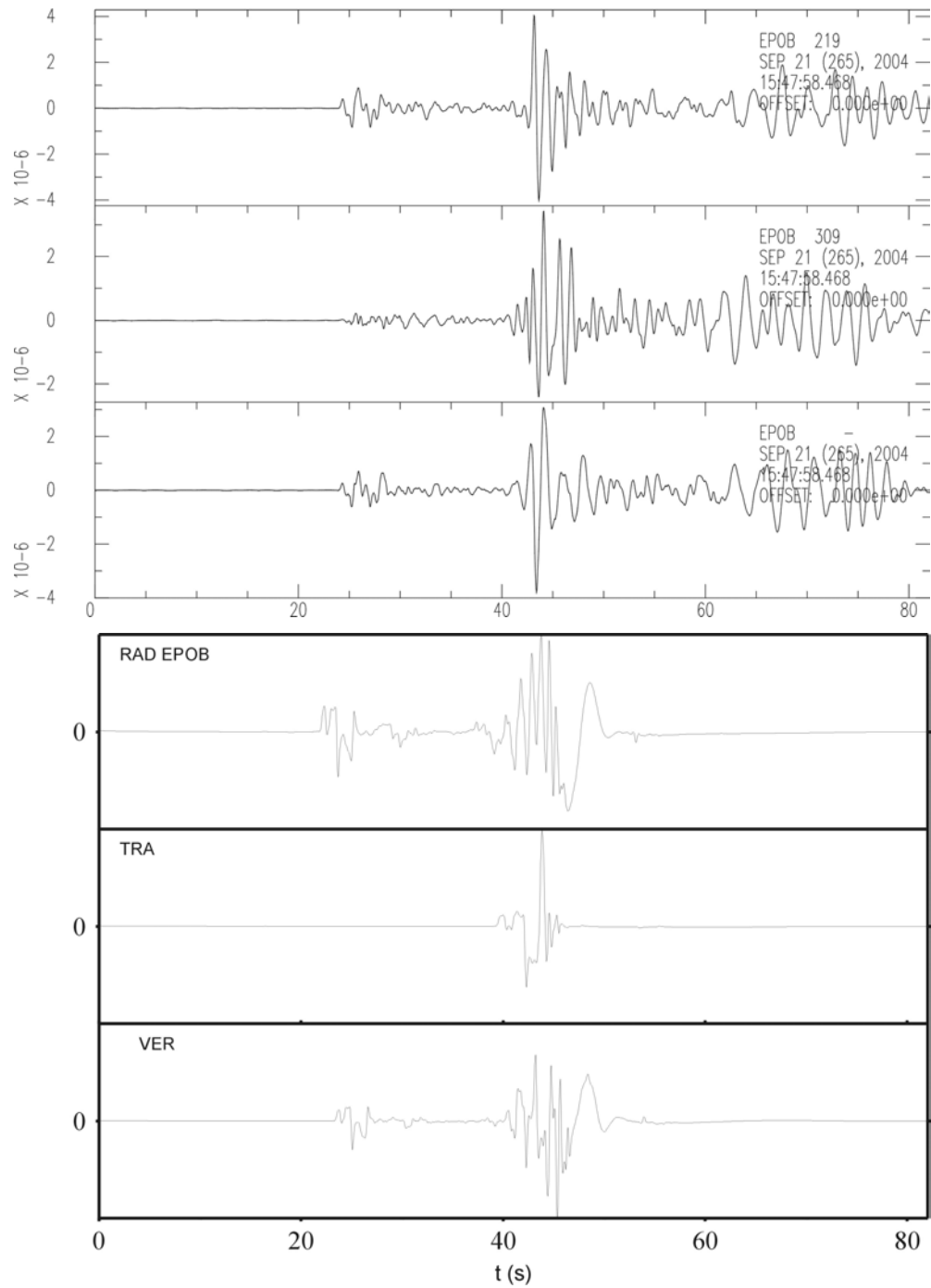
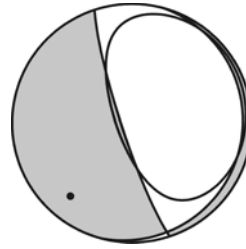


Fig. H.9 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EPOB. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación ESAC

Distancia epicentral: 228.46km

Acimut: 253.48°

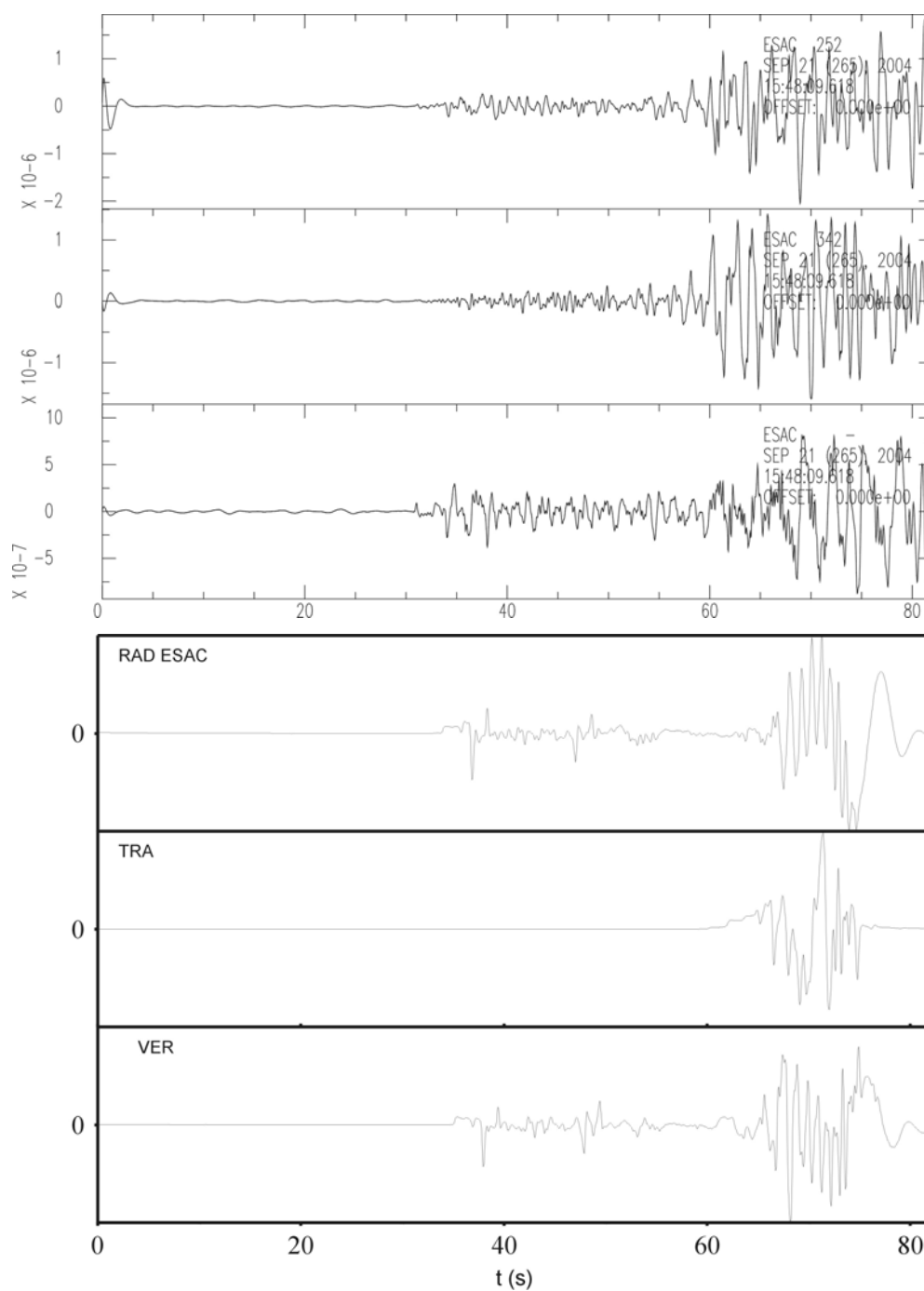
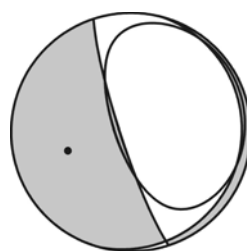


Fig. H.10 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación ESAC. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación EMOS

Distancia epicentral: 310.73km

Acimut: 226.09°

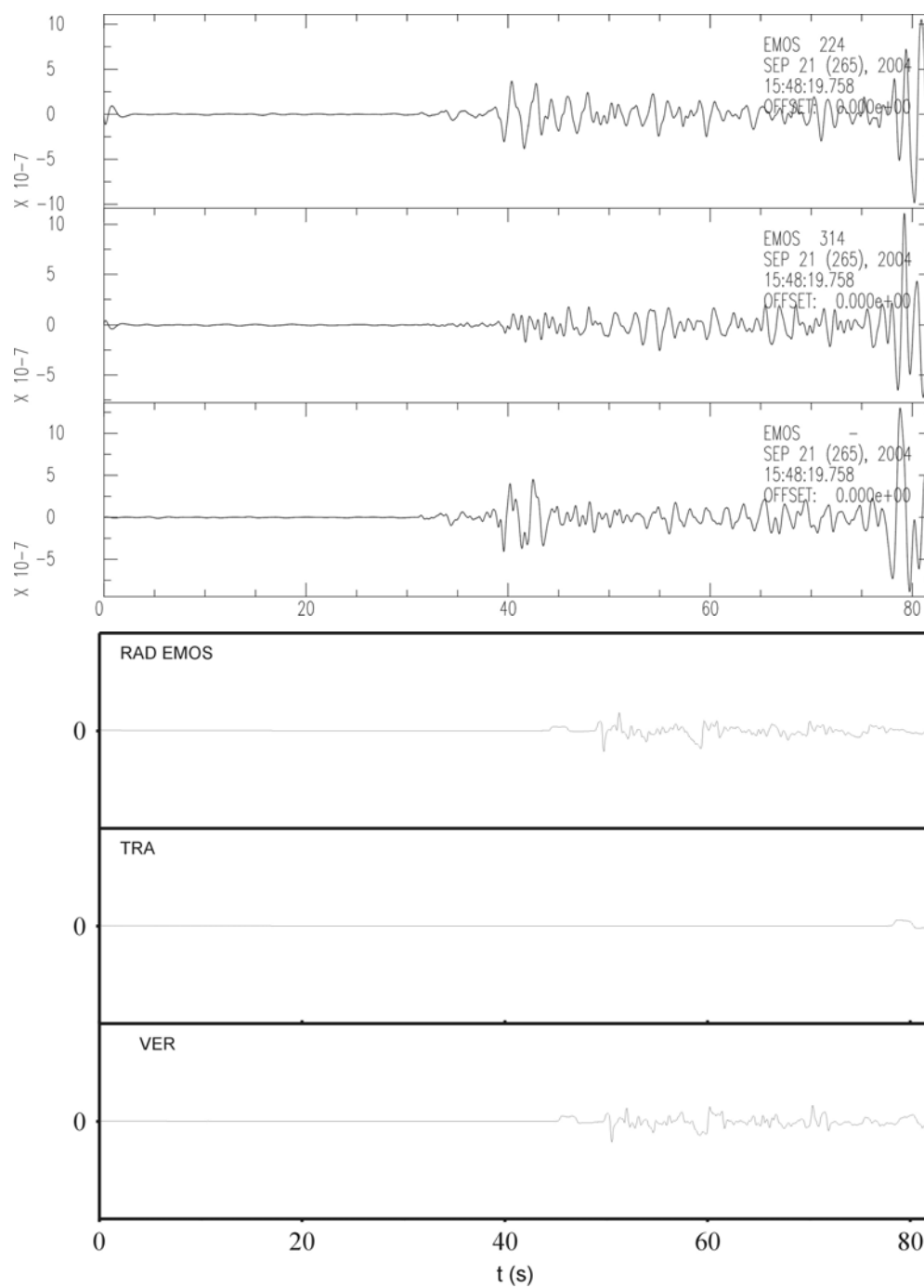
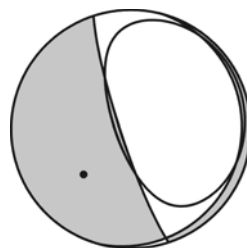


Fig. H.11 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EMOS. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Estación EALK

Distancia epicentral: 315.76km

Acimut: 289.28°

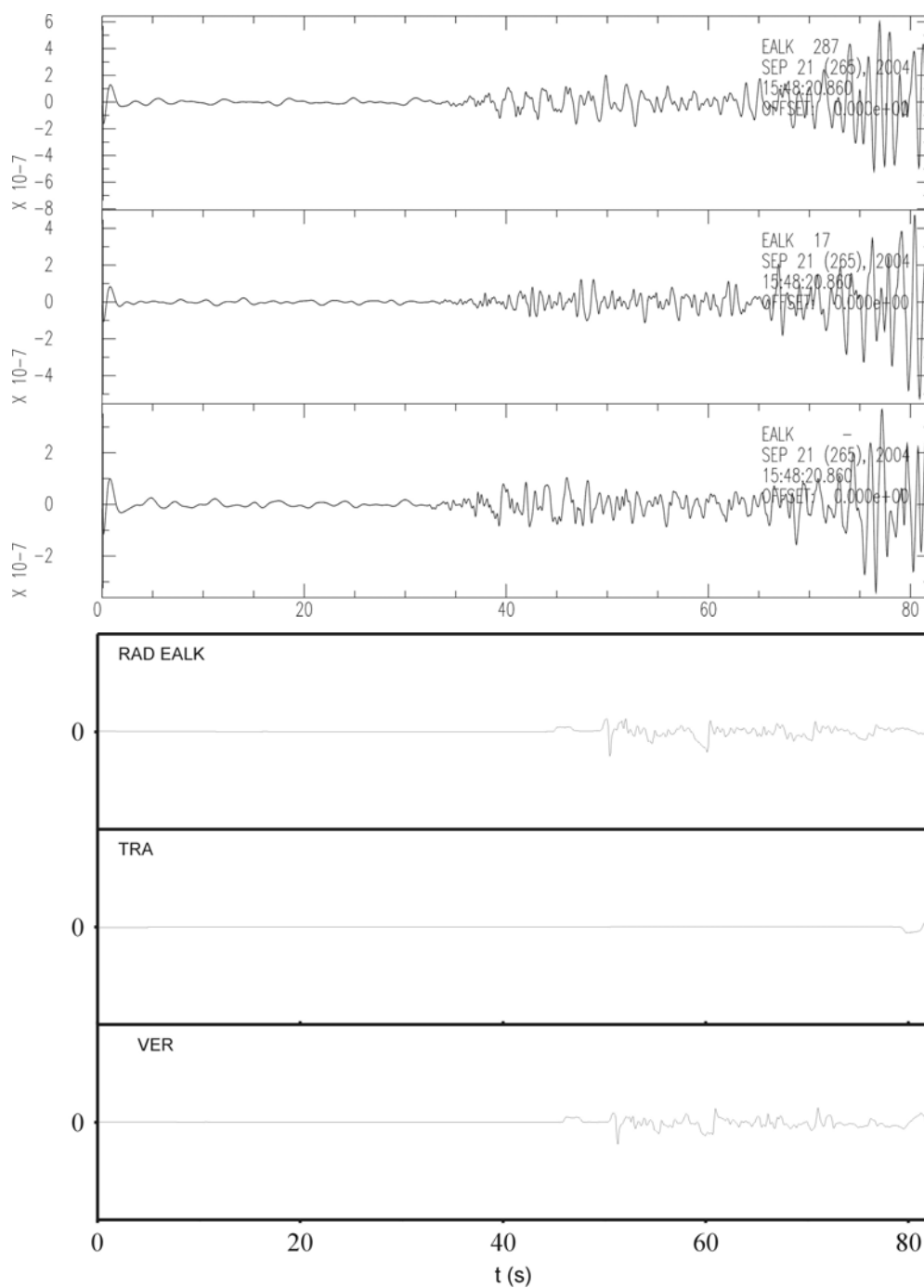
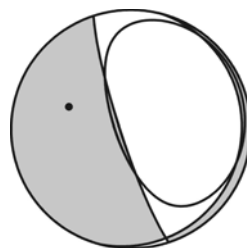


Fig. H.12 Desplazamientos observados (figura superior) y sintéticos (figura inferior) para la estación EALK. En cada figura de arriba abajo se muestran las componentes radiales, verticales y transversales relativas a un intervalo de 81.96s a partir de la ocurrencia del terremoto del Ripollés.

Bibliografía

Alekseev, A. S., y B. G. Mikhailenko, 1980. "The solution of dynamic problems of elastic wave propagation in inhomogeneous media by a combination of partial separation of variables and finite-difference method", *J. Geophys.*, **48**, 161-172.

Aki, K., y P. G. Richards, 1980. "Quantitative Seismology: Theory and Methods", W. H. Freeman and Co., New York, San Francisco, 932 pp.

Ben-Menahem, A., y S. J. Singh, 1981. "Seismic Waves and Sources", Springer Verlag, New York, 1108 pp.

Ben-Menahem, A., y M. Vered, 1973. "Extension and interpretation of the Cagniard-Pekeris method for dislocation sources", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 1611-1636.

Bouchon, M., 1981. "A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 959-971.

Braunmiller, J., U. Kradolfer, M. Baer, y D. Giardini, 2002. "Regional moment tensor determination in the European-Mediterranean area: Initial results", *Tectonophysics*, **356**, 5-22, 2002.

Brennan, M. A., 1987. "Centre for Seismic Studies database structure version 2.8", Technical Report C87-04

Bruhn, C., 2003. "Momententensoren hochfrequenzer Ereignisse in Südchile", *PhD Thesis, Universität Potsdam*, Potsdam, Alemania, 180 pp.

Brüistle, W., y G. Müller, 1983. "Moment and duration of shallow earthquakes from Love-wave modelling for regional distances", *Phys. Earth Planet. Inter.*, **32**, 312-324.

Bufo, E., C. Sanz de Galdeano, y A. Udías, 1995. "Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region", *Tectonophysics*, **248**, 247-261.

Campillo, M., M. Bouchon, y B. Massinon, 1984. "Theoretical study of the excitation, spectral characteristics, and geometrical attenuation of regional seismic phases", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 79-90.

Chapman, C. H., 1978. "A new method for computing synthetic seismograms", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **54**, 481-518.

Coca, P., 1999. "Métodos para la inversión del tensor momento sísmico. Terremotos del Sur de España", *PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid*, Madrid, España, 300 pp.

Cormier, V. F., 1980. "The synthesis of complete seismograms in an earth model specified by radially inhomogeneous layers", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 691-716.

Cormier, V. F., y P. G. Richards, 1977. "Full wave theory applied to a discontinuous velocity increase: the inner core boundary", *J. Geophys.*, **43**, 3-31.

Dahm, T., 1993. "Relativmethoden zur Bestimmung der Abstrahlcharakteristik von seismischen Quellen", *PhD Thesis, Universität Karlsruhe*, Karlsruhe, Germany, 137 pp.

Dahm, T., 1996. "Relative moment tensor inversion based on ray theory: theory and synthetic tests", *Geophys. J. Int.*, **124**, 245-257.

Dahm, T., 1999. "Rechnerpraktikum: Methoden zur Berechnung synthetischer Seismogramme (Methods to calculate synthetic seismograms)", Institut für Meteorologie und Geophysik Universität Frankfurt, Frankfurt, Alemania, 47pp.

Dahm, T., F. Krüger, K. Stammler y X. Yuan, 2004. "Moment tensor inversion – a practical for beginners", YSTC Training Course, University of Potsdam, Potsdam, Alemania, 70pp.

Dañobeitia, J. J., V. Sallares, y J. Gallart, 1998. "Local earthquake seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain)". *Tectonophysics*, **160**, 225-239.

Dreger, D. S., y D. V. Helmberger, 1993. "Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data". *J. Geophys. Res.*, **98**, 8107-8125.

Dziewonski, A. M., T. A. Chou, y J. H. Woodhouse, 1981. "Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity", *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.

Dziewonski, A. M., y J. H. Woodhouse, 1983. "An experiment in the systematic study of global seismicity: Centroid moment-tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981", *J. Geophys. Res.*, **88**, 3247-3271.

Fitch, T. J., D. W. McCowan, y M. W. Shields, 1980. "Estimation of the seismic moment tensor from teleseismic body waves data with application to intraplate and mantle earthquakes", *J. Geophys. Res.*, **85**, 3817-3828.

Gallart, J., J., Diaz, N., Vidal, y J. J. Dañobeitia, 1995. "The base of the crust at the Betics-Alboran Sea transition: evidence for an abrupt structural variation from wide-angle ESCI data", *Rev. Soc. Geol. España*, **8**, 519-527.

Gilbert, F., y A. Dziewonski, 1975. "An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra", *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, **278**, 187-269.

Ha, J., 1984. "Recurrence relations for computing complete P and SV seismograms", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **79**, 863-873.

Harvey, D. J., 1981. "Seismogram síntesis using normal mode superposition: the locked mode approximation", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **66**, 37-69.

Helmberger, D. V., 1968. "The crust-mantle transition in the Bering Sea", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 179-214.

Ingate, S. F., G. Bock, y R. Kind, 1983. "Síntesis of complete SH seismograms", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **75**, 261-274.

IRIS, 1993. "Standard for the Exchange of Earthquake Data – Referente Manual", Incorporated Research Institution for Seismology (IRIS), 203pp.

Jiménez-Munt, I., y A. M. Negredo, 2003. "Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary: from the Mid-Atlantic ridge to Algeria", *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **205**, 257-271.

Jost, M. L., y R. B. Hermann, 1989. "A Student's Guide to and Review of Moment Tensor", *Seism. Res. Lett.*, **60**, 37-57.

Kanamori, H., 1977. "The energy release in great earthquakes", *J. Geophys. Res.*, **82**, 2921-2987.

Kind, R., 1978. "The reflectivity method for a buried source", *J. Geophys.*, **44**, 603-612.

Knopoff, L., y M. J. Randall, 1970. "The compensated linear-vector dipole: a posible mechanism for deep earthquakes", *J. Geophys. Res.*, **75**, 4957-4963.

Koch, K., 1991. "Moment tensor inversion of local earthquake data – I. Investigation of the method and its numerical stability with model calculations", *Geophys. J. Int.*, **106**, 305-319.

Mezcua, J., y J. M. Martínez Solares, 1983. "Sismicidad del Área Ibero-Magrebí", Instituto Geográfico Nacional. Publicación 203, Madrid, España, 299pp.

Morales, J., I. Serrano, A. Jabaloy, J. Galindo-Zaldívar, D. Zhao, F. Torcal, F. Vidal, y F. González-Lodeiro, 1999. "Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea", *Geology*, **27**, 735-738.

Müller, G., 1969. "Theoretical seismograms for some types of points sources in layered media. Part III: Single force and dipole sources of arbitrary orientation", *Z. Geophys.*, **35**, 347-371.

Müller, G., 1985. "The reflectivity method: a tutorial", *J. Geophys.*, **58**, 153-174.

Nábelek, J., y G. Xia, 1995. "Moment tensor análisis using regional data: application to the 25 March, 1993, Scotts Mills, Oregon, earthquake", *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 13-16.

Panza, G. F., 1985. "Synthetic seismograms: the Rayleigh waves modal summation", *J-Geophys.*, **58**, 125-145.

Payo, G., J. Badal, J. A. Canas, V. Corchete, L. Pujades y F. J. Serón, 1990. "Seismic attenuation in Iberia using the coda-Q method.", *Geophys. J. Int.*, **103**, 135-145.

Pondrelli, S. A. Morelli, G. Ekström, S. Mazza, E. Boschi, y A. M. Dziewonski, 2002. "European-Mediterranean regional centroid-momet tensors: 1997-2000", *Phys. Earth Planet. Inter.*, **130**, 71-101.

Pujades, L. G., J. A. Canas, J. J. Egozcue, M. A. Puigví, J. Gallart, X. Lana, J. Pous, y A. Casas, 1990. "Coda-Q distribution in the Iberian Peninsula", *Geophys. J. Int.*, **100**, 285-301.

Randall, G. E., 1994. "Efficient calculation of complete differential seismograms for laterally homogeneous earth models", *Geophys. J. Int.*, **118**, 245-254.

Ritsema, J., y T. Lay, 1993. "Rapid source mechanism determination of large ($M_w > 4.5$) earthquakes in western United States", *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1611-1614.

Seber, D., M. Barazangi, A. Ibenbrahim, y A. Demnati, 1996. "Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rift-Betic mountains", *Nature*, **379**, 785-790.

Sileny, J., y R. Hofstetter, 2002. "Moment tensor of the 1999 Dead Sea calibration shot: limitations in the isotropic source retrieval without a detailed earth model", *Tectonophysics*, **356**, 157-169.

Sileny, J., 2004. "Regional moment tensor uncertainty due to mismodeling of the crust", *Tectonophysics*, **383**, 133-147.

Sipkin, S. A., 1982. "Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms", *Phys. Earth Planet. Inter.*, **30**, 242-259.

Sipkin, S. A., 1986. "Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: global seismicity, 1981-1983", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1515-1541.

Souriau, A., y H. Pauchet, 1998. "A new synthesis of Pyrenees seismicity and its tectonic implications", *Tectonophysics*, **290**, 221-244.

Tapley, W. C., y J. E. Tull, 1992. "Guide to UNIX version of SAC", Regents of the university of California, Livermore, CA, Estados Unidos.

Thio, H.-K., y H. Kanamori, 1995. "Moment tensor inversion of local earthquakes using surface waves recorded at TERRAscope", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1021-1038.

Udías, A., 1999. "Principles of Seismology", Cambridge University Press, Cambridge, UK, 475 pp.

Wang, C. Y., y R. B. Hermann, 1980. "A numerical study of P-, SV- and SH-wave generation in a plane layered medium", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1015-1036.